

Berichte  
aus dem  
Institut für Meereskunde  
an der  
Christian-Albrechts-Universität · Kiel

Nr. 304

**Validierung des hydrologischen Zyklus des  
BALTEX-Gebietes im Regionalmodell REMO  
mit Mikrowellenbeobachtungen  
vom Satelliten aus**

von  
Carsten Füg



DOI 10.33397/IFM-BER-304

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von

Institut für Meereskunde  
Abteilung maritime Meteorologie  
Düsternbrooker Weg 20  
D - 24105 Kiel

Diese Arbeit wurde von der Mathematisch -  
Naturwissenschaftlichen Fakultät der  
Christian - Albrechts - Universität zu Kiel  
als Dissertation angenommen.

---

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>II</b>
<b>Abstract</b>	<b>IV</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>VI</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>VII</b>
<b>Symbolverzeichnis</b>	<b>VIII</b>
<b>Abkürzungen</b>	<b>X</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Warum Mikrowellen für die Validierung ? . . . . .	2
<b>2 Theorie</b>	<b>3</b>
2.1 Thermische Strahlung . . . . .	3
2.2 Strahlungstransport in der Atmosphäre . . . . .	4
2.3 Emission von Land- und Ozeanoberflächen . . . . .	9
2.4 Absorptionsverhalten atmosphärischer Gase . . . . .	12
2.5 Anteile der einzelnen Terme der STG am Signal . . . . .	15
2.6 Einfluß von Wolkentropfen im Mikrowellenbereich . . . . .	15
<b>3 Methoden zur Validierung</b>	<b>20</b>
3.1 Die direkte Methode . . . . .	20
3.2 Die individuelle Methode . . . . .	22
3.3 Das Strahlungstransportmodell MWMOD . . . . .	26
<b>4 SSM/I-, AVHRR- und REMO-Daten sowie ihre Aufbereitung</b>	<b>27</b>
4.1 Das Regionalmodell REMO . . . . .	27
4.2 Der Special Sensor Microwave/Imager . . . . .	31
4.2.1 Aufbereitung der Satellitendaten . . . . .	38
4.2.1.1 Auflösungsverbesserung nach Robinson et al. (1992) . . . .	40
4.2.1.2 Minimierung des Landeinflusses . . . . .	44
4.2.1.3 Zenitwinkelkorrektur . . . . .	45

4.2.1.4	Korrektur systematischer Tb-Fehler . . . . .	48
4.3	Wassertemperatur abgeleitet aus Beobachtungen des Advanced Very High Resolution Radiometers . . . . .	51
<b>5</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>54</b>
5.1	Ergebnisse der direkten Methode . . . . .	54
5.1.1	Gesamtwasserdampfgehalt, Bodenwind und Wolkenwassergehalt . .	54
5.1.2	Wassertemperatur . . . . .	59
5.2	Test der individuellen Methode (Iterationsverfahren) . . . . .	61
5.2.1	Verteilung der Variablen bei jedem Iterationsschritt . . . . .	61
5.2.2	Berechnung der partiellen Ableitungen . . . . .	66
5.2.3	Die Kovarianzmatrizen . . . . .	66
5.2.4	Ergebnisse des Tests . . . . .	67
5.3	Ergebnisse des Iterationsverfahrens . . . . .	78
5.4	Auswirkungen auf die Verdunstung . . . . .	89
5.5	Schlußbetrachtung . . . . .	93
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>95</b>
<b>A</b>	<b>ANHANG Streudiagramme der SSM/I- und modellierten REMO- Helligkeitstemperaturen (nach Iteration)</b>	<b>99</b>
<b>B</b>	<b>ANHANG SSM/I-Überflugszeiten und REMO-Vorhersagetermine</b>	<b>113</b>
<b>C</b>	<b>ANHANG Test des Iterationsverfahrens</b>	<b>117</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>126</b>



## Zusammenfassung

Ein wesentlicher Forschungsschwerpunkt in der Meteorologie wird zunehmend die Untersuchung des Klimas und seiner Veränderung im Hinblick auf mögliche anthropogene Einflüsse. Ein besseres Verständnis für das Klima und seiner Entwicklung in Nord- und Mitteleuropa soll der erfolgreiche Abschluß von BALTEX (Baltic Sea Experiment), dem europäischen Klimaprogramm im Einzugsgebiet der Ostsee, liefern. BALTEX ist eins von 5 Regionalprogrammen in GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment) und untersucht den Energie- und Wasserhaushalt der Ostsee und ihrem Einzugsgebiet.

Zu diesem Zweck wurden numerische Modelle entwickelt, die in der Lage sind, die Prozesse realistisch zu beschreiben. Ein wesentlicher Punkt bei der Entwicklung dieser Modelle ist die Überprüfung ihrer Güte. Diese Studie untersucht die Anwendbarkeit von Mikrowellenmessungen des SSM/I-Radiometers (Special Sensor Microwave/Imager) für die Validierung von REMO als einem dieser Vorhersagemodelle.

Es wird in dieser Arbeit ein neues Verfahren vorgestellt, mit dem sich unter Verwendung von Satellitenmessungen des SSM/I über freiem Wasser numerische Wettervorhersagemodelle wie das REMO validieren lassen. Hierbei werden gemessene Helligkeitstemperaturen direkt mit denen verglichen, die sich unter Verwendung der REMO-Vorhersagen mit einem Mikrowellenstrahlungstransportmodell simulieren lassen. Auftretende Differenzen zwischen den Helligkeitstemperaturen werden mit einem Iterationsverfahren minimiert und die damit verbundenen Parameteränderungen als Korrekturen im REMO angesehen. Dieses auf der Newton-Iteration basierende Verfahren wurde erstmals von Rodgers (1976) zur Ableitung von Temperaturprofilen aus Satellitenmessungen im Infrarot-Bereich herangezogen.

Als die drei dominierenden Parameter am SSM/I-Signal werden der Gesamtwasserdampfgehalt, der Bodenwind und das Wolkenflüssigwasser während der Iteration variiert. Die Rechnungen zeigen, daß REMO einerseits im Mittel für Mai/Juni 1993 zu hohe Feuchten berechnet, andererseits die Windgeschwindigkeit am Boden etwas unterschätzt.

Diese Ergebnisse sind ähnlich denen, die sich mit einer zweiten Methode abschätzen lassen. Hierbei werden die Größen aus den REMO-Vorhersagen mit denen verglichen, die sich mit Regressions-Algorithmen aus den SSM/I-Helligkeitstemperaturen ableiten lassen.

Zu beachten hierbei ist allerdings, daß diese Methode Algorithmen benutzt, die statistische Unsicherheiten besitzen. Die Vorteile des Iterationsverfahrens liegen zudem in der

gleichzeitigen Ableitung aller REMO-Korrekturen.

Aus den Ergebnissen der Iteration und der vielfach verwendeten Bulk-Parametrisierung, in der der latente Wärmefluß  $E$  eine Funktion des Bodenwindes und der Luft-Ozean-Differenz der spezifischen Feuchte ist, läßt sich abschätzen, daß REMO in beiden Monaten die Verdunstung unterschätzt, sowohl über dem gesamten Vorhersagegebiet, als auch über der Ostsee allein. Diese Abweichungen haben einen großen Effekt auf den aus den REMO-Simulationen berechneten hydrologischen Zyklus.

## Abstract

One of the challenging tasks in meteorology today is the investigation of the climate and its change due to anthropogenic influence. A better understanding of the climate and its development over the northern and central part of Europe is the aim of BALTEX (Baltic Sea Experiment) the European climate program for the catchment area of the Baltic Sea. In BALTEX, one of the 5 regional programs in GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment), the main scientific aim is the investigation of the energy and water budget of the BALTEX-region.

For this purpose numerical models are applied. Such models need, however, a careful validation. The goal of our study is to use satellite observations, in particularly those in the microwave spectral range, for a validation of the numerical results of REMO, one of the main models applied in BALTEX.

This work presents a new method. The output parameters of REMO (i.e. temperature and humidity profiles, surface wind, cloud water) are used as input for a radiative transfer model to calculate the microwave radiances at satellite level. These simulated radiances or brightness temperatures are compared with those measured by the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) on the DMSP-satellites.

Newtonian iteration, which was first used by Rodgers (1976) to retrieve temperature profiles from remote measurements of thermal radiation, is applied to minimize the differences between the observed and the calculated microwave radiances depending on the variation of the geophysical parameters. In our method we use only those geophysical parameters which contribute most to the microwave signal of SSM/I, i.e. total precipitable water, surface wind, liquid water content. These three modified parameters which describe the actual state of the atmosphere are compared with the unmodified output of REMO to estimate the accuracy of the model.

Calculations for May and June 1993 show that REMO overestimates on average total precipitable water and underestimates surface wind speed. These results are similar to those calculated by a second method where the REMO simulations are compared with geophysical parameters evaluated by regression-algorithms using SSM/I-brightness temperatures.

Applying the second method one should keep in mind that the algorithms applied to determine geophysical parameters from satellites have statistical uncertainties. A fur-

ther advantage of the Newtonian-Iteration is the simultaneous evaluation of all REMO-corrections.

From the results of the iteration and applying the widely used Bulk parametrisation, which gives the evaporation  $E$  as a function of the mean wind speed and air-sea difference of the specific humidity, one obtains that REMO underestimates the evaporation of the water areas in the BALTEX area. The discovered discrepancies must have a large effect on the hydrological cycle as derived from REMO simulations.

# Abbildungsverzeichnis

2.1	Schematische Darstellung der einzelnen Terme der Strahlungstransportgleichung am Oberrand der Atmosphäre ( <i>Scheme of the different terms of the radiative transfer equation at the top of the atmosphere</i> ) . . . . .	7
2.2	Emissivität einer glatten Meeresoberfläche als Funktion der Oberflächentemperatur und Frequenz ( <i>Emissivity of a smooth sea surface as function of sea surface temperature and frequency</i> ) . . . . .	11
2.3	Polarisationsrichtungen bei Mikrowellensystemen ( <i>Polarisation geometry of microwave systems</i> ) . . . . .	12
2.4	Emissivität der Meeresoberfläche für horizontale und vertikale Polarisation bei 37 GHz und verschiedenen Windgeschwindigkeiten ( <i>Emissivity of the sea surface for horizontal and vertical polarisation at 37 GHz depending on wind speed</i> ) . . . . .	13
2.5	Lorentz und Doppler Linienform für gleiche Intensitäten und Linienbreiten ( <i>Lorentz and Doppler line shapes for same intensities and line widths</i> ) . . .	14
2.6	Atmosphärische Transmissivität bei verschiedenen Oberflächentemperaturen und integrierten Wasserdampfgehalten ( <i>Atmospheric transmissivity for different sea surface temperatures and amounts of water vapour</i> ) . . . . .	15
2.7	Anteile der einzelnen Terme der STG an der gemessenen Strahlungstemperatur ( <i>Contribution of the different terms of the radiative transfer equation to the measured brightness temperature</i> ) . . . . .	16
2.8	MIE-Effizienz für Extinktion und Streuung einer bewölkten Atmosphäre in Abhängigkeit vom Tropfenradius bei 30 GHz und 300 GHz ( <i>MIE-efficiency at 30 GHz and 300 GHz for extinction and scattering of a cloudy atmosphere as function of the cloud droplet radius</i> ) . . . . .	18
2.9	Streuregime in Abhängigkeit von Teilchengröße und Wellenlänge ( <i>Scattering regimes as function of particle size and wavelength</i> ) . . . . .	19
3.1	Schema für den Ablauf der beiden Verifikationsmethoden ( <i>Schematic work process of the two verification methods</i> ) . . . . .	21
4.1	Vertikales Gitter des DM und REMO ( <i>Vertical grid of the DM and REMO</i> )	28
4.2	Modellgebiet von REMO ( <i>Model area of REMO</i> ) . . . . .	30
4.3	Orbit- und Scangeometrie des SSM/I ( <i>Orbit and scan geometry of the SSM/I</i> )	32

4.4	Verhältnis zwischen Strahlbreite, der effektiven Antennenfläche $A_{eff}$ und dem Satellitenfootprint ( <i>Relation between beam width, effective aperture area <math>A_{eff}</math> and satellite footprint</i> ) . . . . .	33
4.5	Berechnungsmodell Satellit/Erde in Flugrichtung ( <i>Geometry to calculate the size of the satellite footprint at the earth surface (along track)</i> ) . . . . .	35
4.6	Berechnungsmodell Satellit/Erde quer zur Flugrichtung ( <i>Geometry to calculate the size of the satellite footprint at the earth surface (cross track)</i> ) . . . . .	36
4.7	Schnitte durch die Antennencharakteristiken der einzelnen Kanäle entlang und quer zur Flugrichtung in Abhängigkeit zur Entfernung vom Pixelzentrum ( <i>Along and cross track antenna function</i> ) . . . . .	38
4.8	Interpolierte Antennencharakteristik der einzelnen Kanäle in Abhängigkeit zur Entfernung vom Pixelzentrum ( <i>Interpolated antenna functions for the single SSM/I channels</i> ) . . . . .	39
4.9	Anteil der Fläche in % mit dem angegebenen Küstenabstand zur gesamten Ostseefläche ( <i>Fraction of the Baltic Sea in % with a distance from the coastline as given in the abscissa</i> ) . . . . .	41
4.10	Effekt des Verfahrens nach Robinson et al.(1992) als Differenz zwischen den gemessenen Helligkeitstemperaturen und denen, die mit diesem Verfahren korrigiert wurden ( <i>Effect of the correction method after Robinson et al. (1992) given as differences between measured and corrected brightness temperatures</i> ) . . . . .	43
4.11	Helligkeitstemperaturen aufgetragen gegen den prozentualen Landanteil für die einzelnen Frequenzen für das Gebiet der Ostsee (Mai und Juni 1993) ( <i>Brightness temperatures as function of fraction covered by land in % for the single SSM/I channels for the Baltic Sea (May and June 1993)</i> ) . . . . .	46
4.12	Effekt der Landkorrektur als Differenz zwischen den Helligkeitstemperaturen modifiziert nach Robinson et al. (1992) und denen, die noch zusätzlich mit dem neuen Verfahren korrigiert wurden ( <i>Effect of the correction method for the land influence given as differences between brightness temperatures corrected with the method after Robinson et al. (1992) and those additionally corrected with this new method</i> ) . . . . .	47
4.13	Scangeometrie des AVHRR-Instruments ( <i>Scan geometry of the AVHRR-instrument</i> ) . . . . .	52

5.1	Streudiagramme von Gesamtwasserdampfgehalt (W), Bodenwind (WND) und Wolkenflüssigwasser (LWP) berechnet aus SSM/I-Daten gegen die entsprechenden Werte von REMO (Mai 1993) ( <i>Scatterplots of precipitable water (W), surface wind speed (WND), and cloud liquid water path (LWP) derived from SSM/I measurements versus the corresponding values calculated by REMO (May 1993)</i> ) . . . . .	56
5.2	Streudiagramme von Gesamtwasserdampfgehalt (W), Bodenwind (WND) und Wolkenflüssigwasser (LWP) berechnet aus SSM/I-Daten gegen die entsprechenden Werte von REMO (Juni 1993) ( <i>Scatterplots of precipitable water (W), surface wind speed (WND), and cloud liquid water path (LWP) derived from SSM/I measurements versus the corresponding values calculated by REMO (June 1993)</i> ) . . . . .	57
5.3	Flächenmittelwerte für das Gebiet der Ostsee von Gesamtwasserdampfgehalt, Bodenwind und Wolkenwassergehalt (Mai 1993) ( <i>Area averages of W, WND, and LWP for the Baltic Sea (May 1993)</i> ) . . . . .	58
5.4	Flächenmittelwerte für das Gebiet der Ostsee von Gesamtwasserdampfgehalt, Bodenwind und Wolkenwassergehalt (Juni 1993) ( <i>Area averages of W, WND, and LWP for the Baltic Sea (June 1993)</i> ) . . . . .	60
5.5	Streudiagramme der REMO- und AVHRR-SST, (Nord- und Ostsee) ( <i>Scatterplots of the SST given in the analysis used in REMO and derived from AVHRR observations, (North Sea and Baltic Sea)</i> ) . . . . .	62
5.6	Streudiagramme der REMO- und AVHRR-SST, nur Gebiet der Ostsee ( <i>Scatterplots of the SST given in the analysis used in REMO and derived from AVHRR observations, (Baltic Sea only)</i> ) . . . . .	63
5.7	Streudiagramme der REMO- und AVHRR-SST, nur Nordsee ( <i>Scatterplots of the SST given in the analysis used in REMO and derived from AVHRR observations, (North Sea only)</i> ) . . . . .	64
5.8	Zeitserien der SST von REMO und AVHRR für verschiedene Gitterpunkte ( <i>SST-Timeseries of the REMO and derived from AVHRR for different gridpoints</i> ) . . . . .	65

5.9	Streudiagramme der Parameter W und WND zufällig variiert vor und nach der Iteration gegen die Originalwerte aus REMO-Vorhersagen. ( <i>Scatterplots of W and WND randomly varied before and after the iteration versus the corresponding values of the REMO prediction</i> ) . . . . .	69
5.10	Streudiagramme der Parameter W, WND und LWP (Original-LWP $\geq 0 \text{ kg/m}^2$ ) zufällig variiert vor und nach der Iteration gegen die Originalwerte aus REMO-Vorhersagen ( <i>Scatterplots of W, WND, and LWP (predicted LWP <math>\geq 0 \text{ kg/m}^2</math>) randomly varied before and after the iteration versus the corresponding values of the REMO prediction</i> ) . . . . .	70
5.11	Streudiagramme der Parameter W, WND und LWP (Original-LWP = 0 $\text{ kg/m}^2$ ) zufällig variiert vor und nach der Iteration gegen die Originalwerte aus REMO-Vorhersagen ( <i>Scatterplots of W, WND, and LWP (predicted LWP = 0 <math>\text{ kg/m}^2</math>) randomly varied before and after the iteration versus the corresponding values of the REMO prediction</i> ) . . . . .	71
5.12	Streudiagramme der Parameter W, WND und LWP (Original-LWP $> 0 \text{ kg/m}^2$ ) zufällig variiert vor und nach der Iteration gegen die Originalwerte aus REMO-Vorhersagen ( <i>Scatterplots of W, WND, and LWP (predicted LWP <math>&gt; 0 \text{ kg/m}^2</math>) randomly varied before and after the iteration versus the corresponding values of the REMO prediction</i> ) . . . . .	72
5.13	Streudiagramme der Parameter W, WND und LWP (variiertes LWP = 0 $\text{ kg/m}^2$ ) zufällig variiert vor und nach der Iteration gegen die Originalwerte aus REMO-Vorhersagen ( <i>Scatterplots of W, WND, and LWP (LWP = 0 <math>\text{ kg/m}^2</math> before the iteration) randomly varied before and after the iteration versus the corresponding values of the REMO prediction</i> ) . . . . .	73
5.14	Streudiagramme der relativen Feuchten zufällig variiert vor und nach der Iteration gegen die Originalwerte aus REMO-Vorhersagen ( <i>Scatterplots of the relative humidities randomly varied before and after the iteration versus the corresponding values of the REMO prediction</i> ) . . . . .	75



5.15	Streudiagramme der Parameter W und WND zufällig variiert vor und nach der Iteration gegen die Originalwerte aus REMO. Zu beachten ist, daß hier nicht der Gesamtwasserdampfgehalt iteriert wurde, sondern die spezifischen Feuchten in jeder Schicht. W ergibt sich dann durch Integration der spezifischen Feuchten über die gesamte Atmosphärensäule. ( <i>Scatterplots of W and WND randomly varied before and after the iteration versus the corresponding values of the REMO prediction. Note that the specific humidities in each layer are iterated not W. W is calculated by integration of the specific humidities over the total atmospheric column</i> ) . . . . .	76
5.16	Test des Iterationsverfahrens für ein Feuchteprofil ( <i>Test of the Newtonian-iteration method for a humidity profile</i> ) . . . . .	77
5.17	Streudiagramme der Parameter W, WND und LWP berechnet von REMO gegen die modifizierten Werte von REMO nach der Iteration für das gesamte Modellgebiet und für das Gebiet der Ostsee (Mai 1993) ( <i>Scatterplots of W, WND, and LWP calculated by REMO versus the modified values after the iteration for the whole model area and for the Baltic Sea area (May 1993)</i> ) . . . . .	81
5.18	Streudiagramme der Parameter W, WND und LWP berechnet von REMO gegen die modifizierten Werte von REMO nach der Iteration für das gesamte Modellgebiet und für das Gebiet der Ostsee (Juni 1993) ( <i>Scatterplots of W, WND, and LWP calculated by REMO versus the modified values after the iteration for the whole model area and for the Baltic Sea area (June 1993)</i> ) . . . . .	82
5.19	Flächenmittelwerte für das Gebiet der Ostsee von W, WND und LWP nach der Iteration (Mai 1993) ( <i>Area averages of W, WND, and LWP after the iteration for the Baltic Sea area (May 1993)</i> ) . . . . .	83
5.20	Flächenmittelwerte für das Gebiet der Ostsee von W, WND und LWP nach der Iteration (Juni 1993) ( <i>Area averages of W, WND, and LWP after the iteration for the Baltic Sea area (June 1993)</i> ) . . . . .	84
5.21	Gesamtwasserdampfgehalt (W) berechnet von REMO und abgeleitet aus SSM/I-Daten (01.05.93, 19:00 UTC) ( <i>Precipitable water (W) calculated by REMO and derived from SSM/I measurements (01.05.93, 19:00 UTC)</i> ) . .	85

5.22	Gesamtwasserdampfgehalt (W) von REMO modifiziert nach der Iteration und abgeleitet aus SSM/I-Daten (01.05.93, 19:00 UTC) ( <i>Precipitable water (W) as modified after the iteration and derived from SSM/I measurements (01.05.93, 19:00 UTC)</i> ) . . . . .	86
5.23	Flüssigwassergehalt (LWP) berechnet von REMO und abgeleitet aus SSM/I-Daten (01.05.93, 19:00 UTC) ( <i>Cloud liquid water path (LWP) calculated by REMO and derived from SSM/I measurements (01.05.93, 19:00 UTC)</i> ) . .	87
5.24	Flüssigwassergehalt (LWP) von REMO modifiziert nach der Iteration und abgeleitet aus SSM/I-Daten (01.05.93, 19:00 UTC) ( <i>Cloud liquid water path (LWP) as modified after the iteration and derived from SSM/I measurements (01.05.93, 19:00 UTC)</i> ) . . . . .	88
5.25	Streudiagramme des latenten Wärmeflusses (LE) für das gesamte Modellgebiet und für das Gebiet der Ostsee (Mai und Juni 1993) ( <i>Scatterplots of latent heat flux (LE) for the whole model area and for the Baltic Sea area (May and June 1993)</i> ) . . . . .	92
A.1	Streudiagramme Helligkeitstemperaturen des 19 GHz (vertikal) Kanals vor und nach der Iteration (Mai 1993) ( <i>Scatterplots of the 19 GHz (vertical) brightness temperatures before and after the iteration (May 1993)</i> ) . . . . .	99
A.2	Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des 19 GHz (horizontal) Kanals vor und nach der Iteration (Mai 1993) ( <i>Scatterplots of the 19 GHz (horizontal) brightness temperatures before and after the iteration (May 1993)</i> ) . . . . .	100
A.3	Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des 37 GHz (vertikal) Kanals vor und nach der Iteration (Mai 1993) ( <i>Scatterplots of the 37 GHz (vertical) brightness temperatures before and after the iteration (May 1993)</i> ) . . . . .	101
A.4	Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des 37 GHz (horizontal) Kanals vor und nach der Iteration (Mai 1993) ( <i>Scatterplots of the 37 GHz (horizontal) brightness temperatures before and after the iteration (May 1993)</i> ) . . . . .	102
A.5	Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des 22 GHz (vertikal) Kanals vor und nach der Iteration (Mai 1993) ( <i>Scatterplots of the 22 GHz (vertical) brightness temperatures before and after the iteration (May 1993)</i> ) . . . . .	103

A.6	Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des 85 GHz (vertikal) Kanals vor und nach der Iteration (Mai 1993) ( <i>Scatterplots of the 85 GHz (vertical) brightness temperatures before and after the iteration (May 1993)</i> ) . . . . .	104
A.7	Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des 85 GHz (horizontal) Kanals vor und nach der Iteration (Mai 1993) ( <i>Scatterplots of the 85 GHz (horizontal) brightness temperatures before and after the iteration (May 1993)</i> ) . . . . .	105
A.8	Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des 19 GHz (vertikal) Kanals vor und nach der Iteration (Juni 1993) ( <i>Scatterplots of the 19 GHz (vertical) brightness temperatures before and after the iteration (June 1993)</i> ) . . . . .	106
A.9	Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des 19 GHz (horizontal) Kanals vor und nach der Iteration (Juni 1993) ( <i>Scatterplots of the 19 GHz (horizontal) brightness temperatures before and after the iteration (June 1993)</i> ) . . . . .	107
A.10	Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des 37 GHz (vertikal) Kanals vor und nach der Iteration (Juni 1993) ( <i>Scatterplots of the 37 GHz (vertical) brightness temperatures before and after the iteration (June 1993)</i> ) . . . . .	108
A.11	Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des 37 GHz (horizontal) Kanals vor und nach der Iteration (Juni 1993) ( <i>Scatterplots of the 37 GHz (horizontal) brightness temperatures before and after the iteration (June 1993)</i> ) . . . . .	109
A.12	Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des 22 GHz (vertikal) Kanals vor und nach der Iteration (Juni 1993) ( <i>Scatterplots of the 22 GHz (vertical) brightness temperatures before and after the iteration (June 1993)</i> ) . . . . .	110
A.13	Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des 85 GHz (vertikal) Kanals vor und nach der Iteration (Juni 1993) ( <i>Scatterplots of the 85 GHz (vertical) brightness temperatures before and after the iteration (June 1993)</i> ) . . . . .	111
A.14	Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des 85 GHz (horizontal) Kanals vor und nach der Iteration (Juni 1993) ( <i>Scatterplots of the 85 GHz (horizontal) brightness temperatures before and after the iteration (June 1993)</i> ) . . . . .	112

C.1	Streudiagramme der Parameter W, WND und LWP. Originalwerte (Abzisse), mit Zufallszahlen variierte Werte (Ordinate) vor der Iteration (links) und das Ergebnis der Iteration (rechts). Originalwerte für LWP zwischen 0.0 und 0.05 kg/m <sup>2</sup> ( <i>Scatterplots of the initial values of W, WND, and LWP (abscissa) and randomly varied values (ordinate) before iteration (left) and the results of the iteration (right). Initial values for LWP are between 0.0 and 0.05 kg/m<sup>2</sup></i> ) . . . . .	117
C.2	Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von <u>0.05-0.10 kg/m<sup>2</sup></u> ( <i>As fig. C.1 but for a LWP-interval of 0.05-0.10 kg/m<sup>2</sup></i> ) . . . . .	118
C.3	Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von <u>0.10-0.15 kg/m<sup>2</sup></u> ( <i>As fig. C.1 but for a LWP-interval of 0.10-0.15 kg/m<sup>2</sup></i> ) . . . . .	119
C.4	Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von <u>0.15-0.20 kg/m<sup>2</sup></u> ( <i>As fig. C.1 but for a LWP-interval of 0.15-0.20 kg/m<sup>2</sup></i> ) . . . . .	120
C.5	Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von <u>0.20-0.25 kg/m<sup>2</sup></u> ( <i>As fig. C.1 but for a LWP-interval of 0.20-0.25 kg/m<sup>2</sup></i> ) . . . . .	121
C.6	Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von <u>0.25-0.30 kg/m<sup>2</sup></u> ( <i>As fig. C.1 but for a LWP-interval of 0.25-0.30 kg/m<sup>2</sup></i> ) . . . . .	122
C.7	Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von <u>0.30-0.35 kg/m<sup>2</sup></u> ( <i>As fig. C.1 but for a LWP-interval of 0.30-0.35 kg/m<sup>2</sup></i> ) . . . . .	123
C.8	Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von <u>0.35-0.40 kg/m<sup>2</sup></u> ( <i>As fig. C.1 but for a LWP-interval of 0.35-0.40 kg/m<sup>2</sup></i> ) . . . . .	124
C.9	Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von <u>0.40-0.45 kg/m<sup>2</sup></u> ( <i>As fig. C.1 but for a LWP-interval of 0.40-0.45 kg/m<sup>2</sup></i> ) . . . . .	125

# Tabellenverzeichnis

- 4.1 Charakteristische Größen für die 7 Kanäle des SSM/I-Instruments (*Characteristic parameters of the 7 channels of the SSM/I instrument*) . . . . . 37
- 4.2 Durchgeführte Meßkampagnen des IfM (1995-1997) (*Field campaigns carried out at IfM (1995-1997)*) . . . . . 50
- 4.3 Differenzen zwischen gemessenen und aus Radiosondenaufstiegen modellierten Helligkeitstemperaturen für die einzelnen Meßkampagnen (*Differences between measured brightness temperatures and these simulated with the radiosonde ascents of the different field campaigns*) . . . . . 51
- 5.1 BIAS und RMS-Fehler zwischen modellierten und gemessenen Helligkeitstemperaturen vor und nach der Iteration für Mai und Juni 1993 (*BIAS and RMS-error between simulated and measured brightness temperatures before and after the iteration for May and June 1993*) . . . . . 79
- 5.2 BIAS und RMS-Fehler zwischen simulierten REMO-Werten von Gesamtwasserdampfgehalt (W), Bodenwind (WND), Wolkenflüssigwasser (LWP) und modifizierten REMO-Werten nach der Iteration (*BIAS and RMS-error of precipitable water (W), surface wind (WND), cloud liquid water path (LWP) between the values simulated by REMO and the modified ones*) . . . 80
- 5.3 BIAS und RMS-Fehler des latenten Wärmeflusses (LE) für Mai und Juni 1993 (*BIAS and RMS-error of the latent heat flux (LE) for May and June 1993*) . . . . . 90
- B.1 SSM/I-F10 Überflugszeiten und die dazugehörigen REMO-Vorhersagetermine für Mai 1993 (*Times of SSM/I-F10 overpasses and the corresponding REMO-forecast times for May 1993*) . . . . . 113
- B.2 SSM/I-F10 Überflugszeiten und die dazugehörigen REMO-Vorhersagetermine für Mai 1993 (Fortsetzung) (*Times of SSM/I-F10 overpasses and the corresponding REMO-forecast times for May 1993 (continuation)*) . . . . . 114
- B.3 SSM/I-F10 Überflugszeiten und die dazugehörigen REMO-Vorhersagetermine für Juni 1993 (*Times of SSM/I-F10 overpasses and the corresponding REMO-forecast times for June 1993*) . . . . . 115

B.4 SSM/I-F10 Überflugszeiten und die dazugehörigen REMO-Vorhersagetermine  
für Juni 1993 (Fortsetzung) (*Times of SSM/I-F10 overpasses and the cor-  
responding REMO-forecast times for June 1993 (continuation)*) . . . . . 116

# Symbolverzeichnis

$c$	Lichtgeschwindigkeit	$ms^{-1}$
$g$	Schwerebeschleunigung	$ms^{-2}$
$h$	Planck'sches Wirkungsquantum	$Js$
$k$	spektraler Absorptionskoeffizient	
$k_b$	Boltzmannkonstante	$JK^{-1}$
$p$	Luftdruck	$hPa$
$p_s$	Luftdruck am Boden	$hPa$
$q$	spezifische Feuchte	$g\ kg^{-1}$
$q_0$	spezifische Feuchte am Boden	$g\ kg^{-1}$
$q_*$	Skalierungsgröße für $q$	
$u_*$	Schubspannungsgeschwindigkeit	$ms^{-1}$
$v_0$	Bodenwindgeschwindigkeit	$ms^{-1}$
$v_{10}$	Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe	$ms^{-1}$
$z$	geometrische Höhe	$m$
$z_{0,q}$	Rauhigkeitslänge für $q$	
$B_\nu$	spektrale Planck'sche Strahldichte	$Wm^{-2}sr^{-1}Hz^{-1}$
$C_E$	Bulkkoeffizient für Wasserdampf	
$I_\nu$	spektrale Strahldichte	$Wm^{-2}sr^{-1}Hz^{-1}$
$J$	Kostenfunktion	
$L$	Monin-Obukhov-Länge	$m$
$L_{LE}$	Verdampfungswärme	$m^2s^{-2}$
$LE$	latenter Wärme fluß	$Wm^{-2}$
$LWP$	Flüssigwassergehalt	$kgm^{-2}$
$P$	Polarisation	
$R_P$	Fresnel'scher Reflexionskoeffizient der Polarisation $P$	
$T$	absolute Temperatur	$K$
$T_s$	Temperatur der kosmischen Hintergrundstrahlung	$K$
$T_b$	Helligkeitstemperatur	$K$
$W$	Wasserdampfgehalt	$kgm^{-2}$

$\alpha$	Linienbreite	
$\Gamma$	Reflexionskoeffizient	
$\delta$	optische Dicke	
$\epsilon$	Emissivität	
$\epsilon_w$	Dielektrizitätskonstante	
$\theta$	Zenitwinkel	<i>deg</i>
$\kappa$	von Karman Konstante	
$\lambda$	Wellenlänge	<i>m</i>
$\nu$	Frequenz	<i>Hz</i>
$\rho$	Luftdicke	<i>kg m<sup>-3</sup></i>
$\tau$	atmosphärische Transmission von p bis Oberrand	
$\phi$	Azimutwinkel	<i>deg</i>
$\Psi_E$	dimensionslose Stabilitätsfunktion für das Wasserdampfprofil	





# Abkürzungen

AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BALTEX	Baltic Sea Experiment
BIAS	systematische Abweichung
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg
CLOREVAL	Cloud Retrieval Validation Experiment
DM	Deutschlandmodell
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
DWD	Deutscher Wetterdienst
EFOV	effective field of view
EM	Europa-Modell
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
GM	Global spectral model
ICE	International Cirrus Experiment
IfM	Institut für Meereskunde, Kiel
LE	Fluß latenter Wärme
LST	local standard time
LWP	liquid water path
MWMOD	Mikrowellenstrahlungstransportmodell entwickelt im IfM
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PIDCAP	Pilot Study for Intensive Data Collection and Analysis of Precipitation
REMO	Regional Model
RMS	Root Mean Square
SFB	Sonderforschungsbereich
SMA	Schweizer Meteorologische Anstalt
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
SSS	Sea Surface Salinity
SST	Sea Surface Temperature
TKE	Turbulente kinetische Energie
UTC	coordinated universal time
WND	Bodenwind



# 1 Einleitung

In BALTEX, dem europäischen Klimaprogramm im Einzugsgebiet der Ostsee und eines von 5 Regionalprogrammen in GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment), wird angestrebt, den Energie- und Wasserhaushalt der Ostsee und ihres Einzugsgebietes zu verstehen. Der erfolgreiche Abschluß von BALTEX soll ein besseres Verständnis für das Klima und seiner Entwicklung in Nord- und Mitteleuropa liefern.

Da die vorliegenden Beobachtungen nicht ausreichen, um die Zusammenhänge zu untersuchen, wurden verschiedene numerische Modelle entwickelt. REMO (REgional MO-dell) ist eines dieser BALTEX-Modelle. Im GKSS Forschungszentrum Geesthacht wird die Vorhersage-Version dieses Modells bearbeitet. Ein wesentlicher Punkt, der bei der Entwicklung der Modelle zu beachten gilt, ist die Überprüfung der Güte dieser Modelle. Verschiedene Methoden und Daten können zur Validierung der Modelle herangezogen werden. Dabei können genutzt werden zum einen in situ Messungen von Landstationen oder Schiffen, die direkt mit den Modellvariablen verglichen werden können, zum anderen Satellitenmessungen, aus denen mit Hilfe von Algorithmen die zu validierenden Variablen abgeleitet und mit den Modelldaten verglichen werden können.

Der Vorteil der Satellitendaten gegenüber in situ Messungen besteht darin, daß sie weitgehend flächendeckend und nicht nur punktuell vorliegen. Dieser Vorteil soll in der vorliegenden Arbeit ausgenutzt werden, um über offenem Wasser eine flächendeckende Validation zu ermöglichen. Sowohl bei der GKSS selbst als auch durch andere Arbeitsgruppen wird an der Validation der REMO-Ergebnisse gearbeitet.

Das Ziel dieser Arbeit bestand in der Entwicklung einer neuen Methode, mit Hilfe von Satellitendaten, vor allem im Mikrowellenbereich, die Ergebnisse dieses BALTEX Regionalmodells zu überprüfen. Dazu standen Daten des Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) auf den DMSP-Satelliten und des Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) der NOAA-Satelliten zur Verfügung. Für die Validierung wurden zwei Methoden verwendet. Zum einen wurde der direkte Vergleich der mit dem Modell simulierten Felder von Gesamtwasserdampfgehalt, Bodenwind, Wolkenwassergehalt und zusätzlich der Meeresoberflächentemperatur mit denen, die aus gleichzeitigen Satellitenmessungen abgeleitet werden können, durchgeführt.

Die zweite in dieser Arbeit vorgestellte Methode stellt ein neues Verfahren dar, die gemessenen Helligkeitstemperaturen direkt ohne Umwege über Algorithmen, die ja auch

statistische Restungenauigkeiten besitzen, für eine Validierung von Vorhersagemodellen zu nutzen. Hierbei werden die mit REMO berechneten dreidimensionalen Felder von Temperatur, Feuchte und Wolkenwasser sowie des Bodenwindes in einem Strahlungstransportmodell benutzt, um damit die Helligkeitstemperaturen ( $T_b$ 's) zu simulieren, die ein Mikrowellenradiometer auf einem Satelliten messen würde. Die so berechneten Helligkeitstemperaturen werden dann mit den direkt gemessenen verglichen und die auftretenden Differenzen zwischen den gemessenen und modellierten  $T_b$ 's mit einem Newton-Iterationsverfahren minimiert. Die daraus resultierenden Parameteränderungen können dann als Korrektur der REMO-Ergebnisse angesehen werden. Aus der Korrektur des Gesamtwasserdampfgehaltes und damit der spezifischen Feuchte in allen Schichten, sowie der Korrektur der Windgeschwindigkeit am Boden, läßt sich eine Korrektur der Verdunstung, einer Komponente des Wasserkreislaufes, abschätzen.

## 1.1 Warum Mikrowellen für die Validierung ?

Im Gegensatz zur Infrarotfernerkundung gehört die Radiometrie im Mikrowellenbereich zu einer relativ neuen Fernerkundungstechnik, die erst mit Einführung hochempfindlicher Radiometer an Bedeutung gewonnen hat. Die Mikrowellen reichen von etwa 1 GHz bis 300 GHz und sind vom terrestrischen Infrarot durch die Submillimeterwellen getrennt. Ähnlich wie im Infrarotbereich lassen sich in der Atmosphäre Gebiete mit stark unterschiedlicher Transparenz entdecken (Abb. 2.6).

Der wichtigste Grund für die Anwendung von Mikrowellen ist ihre Fähigkeit, im Gegensatz zu Wellen im Infrarotbereich, nichtregnende Wolken zu durchdringen. Im Infraroten ist bei Wasserwolken die optische Dicke um einige Größenordnungen größer als im Mikrowellenbereich. Bei hohen optischen Dicken gelangen nur noch Informationen vom Wolkenoberrand zum Radiometer. Im Mikrowellenbereich, mit nur geringen optischen Dicken, beeinflußt hingegen die gesamte Wolke oder mehrere Wolkenschichten das empfangene Signal; dies gilt sogar bei relativ hohen Wolkenwassergehalten.

Mit Mikrowellen sind direkte Messungen von Oberflächeneigenschaften (Oberflächenwind, Meerestemperatur, Eisbedeckung) im Gegensatz zum visuellen Bereich auch nachts möglich. Die Mikrowellen eignen sich somit sehr gut für eine Validation der Vorhersageparameter von numerischen Modellen.

## 2 Theorie

### 2.1 Thermische Strahlung

Die von einem schwarzen Körper in alle Richtungen ausgesandte temperatur- und frequenzabhängige Strahldichte läßt sich durch das Planck'sche Strahlungsgesetz beschreiben:

$$B_\nu = \frac{2h\nu^3}{c^2} \cdot \frac{1}{e^{(\frac{h\nu}{k_b T})} - 1} \quad (2.1)$$

mit

$B_\nu$  = spektrale Strahldichte [ $Wm^{-2}sr^{-1}Hz^{-1}$ ]

$h$  = Planck'sches Wirkungsquantum =  $6.63 \cdot 10^{-34} Js$

$\nu$  = Frequenz [ $Hz$ ]

$k_b$  = Boltzmannkonstante =  $1.38 \cdot 10^{-23} JK^{-1}$

$T$  = absolute Temperatur [ $K$ ]

$c$  = Lichtgeschwindigkeit =  $3 \cdot 10^8 ms^{-1}$

Die natürliche Mikrowellenstrahlung ist, wie die Infrarotstrahlung auch, inkohärente Wärmestrahlung, deren Intensität aber entsprechend (2.1) um mehrere Größenordnungen unter jener der natürlichen Infrarotstrahlung liegt. Damit werden hoch empfindliche Empfänger für die Messung der Mikrowellenstrahlung benötigt.

Da für den Mikrowellenspektralbereich gilt  $h\nu/h_b T \ll 1$ , kann eine Taylor-Reihenentwicklung benutzt werden, um (2.1) zu vereinfachen:

$$e^x - 1 = (1 + x + \frac{x^2}{2} + \dots) - 1 \simeq x \quad \text{für } x \ll 1 \quad (2.2)$$

Ersetzt man hier  $x$  durch  $h\nu/h_b T$  und bricht die Taylor-Reihe nach dem ersten Glied ab, so folgt:

$$e^{(\frac{h\nu}{k_b T})} - 1 \simeq \frac{h\nu}{k_b T} \quad (2.3)$$

Setzt man dies nun in das Planck'sche Strahlungsgesetz ein, erhält man die RAYLEIGH-JEANS-Approximation:

$$B_\nu = \frac{2\nu^2 k_b T}{c^2} \quad (2.4)$$

Bei der RAYLEIGH-JEANS-Approximation wird im Frequenzbereich der Mikrowellen die Strahldichte direkt proportional zur Temperatur des Objektes gesetzt. Diese Gleichung ist für in der Mikrowellenradiometrie vom Satelliten aus genutzte Wellenlängen zur Messung der natürlichen Strahlung sehr genau. Erst bei höheren Frequenzen treten durch Nichtlinearitäten der Planckfunktion Abweichungen bis zu 0.5 K auf (Kakar, 1983). Analog zur obigen Approximation kann man eine Helligkeitstemperatur definieren, die der am Satelliten gemessenen Strahldichte  $I_\nu = B_\nu(T_b)$  linear proportional ist:

$$T_b(\nu) = \frac{c^2}{2k_b\nu^2} I_\nu \quad (2.5)$$

## 2.2 Strahlungstransport in der Atmosphäre

Ein satellitengetragenes Mikrowellenradiometer mißt die von der Erdatmosphäre, der Erdoberfläche und von außerhalb der Erde liegenden Quellen emittierte elektromagnetische Strahlung vorwiegend mit einer scharfbündelnden Richtantenne. Durch die Charakteristik des empfangenen Signals, hervorgerufen durch Wechselwirkung zwischen Strahlung und Materie, ist es möglich auf Zusammensetzung, Verteilung und Zustand atmosphärischer und hydrologischer Parameter zu schließen. Die am Satelliten gemessene Strahldichte enthält Beiträge von atmosphärischen Volumenelementen, die abhängig sind von der Temperatur und der Anzahl der Moleküle (Partialdichte, Partialdruck) des emittierenden Gases. Die empfangene Strahlung wird zudem beeinflusst durch die Transmission und Emission der darüber und darunter liegenden Schichten sowie durch die Reflexionseigenschaften der Erdoberfläche.

Das Strahlungsfeld der Erdatmosphäre läßt sich vollständig durch die Strahlungstransportgleichung (STG) beschreiben, die den Übergang elektromagnetischer Strahlung innerhalb der Atmosphärenschichten mathematisch darstellt. Bei niedrigen Frequenzen ist die Streuung vernachlässigbar gering, und sie wird in der Strahlungstransportgleichung der

vorliegenden Form nicht berücksichtigt. Der Strahlungstransport wird detailliert bei Ulaby et al. (1981), Liou (1980) und Quenzel et al. (1983) beschrieben. Mit der ausführlichen, in Quenzel et al. (1983) angegebenen Form lassen sich alle Strahlungstransportgleichungen, die bei verschiedenen Fernerkundungsmethoden benötigt werden, ableiten:

$$\begin{aligned}
 I_\nu &= \epsilon_\nu B_\nu(T_s) \tau_\nu(p_s, 0) \\
 &+ \int_0^{p_s} B_\nu[T(p)] \frac{\partial \tau_\nu(p, 0)}{\partial p} dp \\
 &+ (1 - \epsilon_\nu) [\tau_\nu(p_s, 0)]^2 \int_0^{p_s} \frac{B_\nu[T(p)]}{[\tau_\nu(p, 0)]^2} \frac{\partial \tau_\nu(p, 0)}{\partial p} dp \\
 &+ (1 - \epsilon_\nu) [\tau_\nu(p_s, 0)]^2 B_\nu(T_{sp})
 \end{aligned} \tag{2.6}$$

mit

- $B$  = PLANCK'sche Strahldichte
- $T$  = Temperatur der emittierenden Schicht
- $p$  = Luftdruck der emittierenden Schicht
- $\nu$  = Frequenz[Hz]
- $T_{sp}$  = Temperatur der Hintergrundstrahlung ( $\simeq 2.7K$ )
- $\tau$  = atmosphärische Transmission von  $p$  bis Oberrand ( $= e^{-\frac{\delta}{\cos\theta}}$ )
- $\delta$  = optische Dicke
- $\theta$  = Zenitwinkel
- $(1 - \epsilon_\nu) = \Gamma$  : Oberflächenreflektivität

Mit der RAYLEIGH-JEANS-Approximation sowie der oben definierten Helligkeitstemperatur läßt sich die Strahlungstransportgleichung umschreiben zu:

$$T_b(\nu) = \epsilon_\nu T_s \tau_\nu(p_s, 0) \quad (1)$$

$$+ \int_0^{p_s} T(p) \frac{\partial \tau_\nu(p, 0)}{\partial p} dp \quad (2)$$

$$+ (1 - \epsilon_\nu) [\tau_\nu(p_s, 0)]^2 \int_0^{p_s} \frac{T(p)}{[\tau_\nu(p, 0)]^2} \frac{\partial \tau_\nu(p, 0)}{\partial p} dp \quad (3)$$

$$+ (1 - \epsilon_\nu) [\tau_\nu(p_s, 0)]^2 T_{sp} \quad (4)$$

(2.7)

In Abb. 2.1 sind die einzelnen Terme der STG schematisch dargestellt. Der erste Term (1) beschreibt die durch die Atmosphäre gedämpfte Eigenstrahlung des Bodens mit der Temperatur  $T_s$ . Der zweite Term (2) liefert die Eigenstrahlung der Atmosphäre durch Emission atmosphärischer Absorber in Richtung des Radiometers nach oben. Die Strahlung, die von den einzelnen Atmosphärenschichten in Richtung Erdboden emittiert, dann am Boden reflektiert und schließlich am Satelliten registriert wird, findet im dritten Term (3) Berücksichtigung. Bei der Untersuchung von atmosphärischen Parametern ist der Bodenstrahlungsanteil als Störstrahlung anzusehen, während der zweite Term (2) die gesuchte Information über die Atmosphäre enthält. Der vierte Term (4) gibt den Anteil der kosmischen Hintergrundstrahlung wieder, der am Boden reflektiert wird.

Dem Emissionsvermögen der Erdoberfläche kommt eine große Bedeutung in der STG zu. Im Gegensatz zum Infrarotbereich ( $\epsilon \cong 1$ ) ist im Mikrowellenbereich die Bodenemission  $\epsilon < 1$ , so daß der Reflexionsbeitrag des Atmosphärensignals (3. Term) berücksichtigt werden muß. Im infraroten Spektralbereich liefern hingegen nur der 1. Term (Bodenemission) und der 2. Term (Atmosphäreneigenstrahlung) einen Beitrag zur gemessenen Helligkeitstemperatur.

Selbst bei einer solchen geringen Emissivität, wie z.B. bei einer glatten Wasseroberfläche ( $\epsilon \approx 0.4$ ), ist der Beitrag aus dem 1. Term (vor allem im Bereich der atmosphärischen Fenster (hohe Transmission)) zwar gering, aber es kann die Planck'sche Emission der Oberfläche fast ungestört gemessen werden. Der Anteil der Atmosphärenstrahlung (2. Term) ist in diesem Fall geringer als der Beitrag der Bodenemission. Erhöht sich die Emissivität der Oberfläche, z.B. durch Windeinfluß (raue oder schaumbedeckte Meeresoberflächen  $\epsilon \approx 0.65$ ), wird der 1. Term immer wichtiger und liefert in diesem Fall den größten Anteil zur Helligkeitstemperatur. Dies ist auch bei Meereis ( $\epsilon=0.84 - 0.95$ )



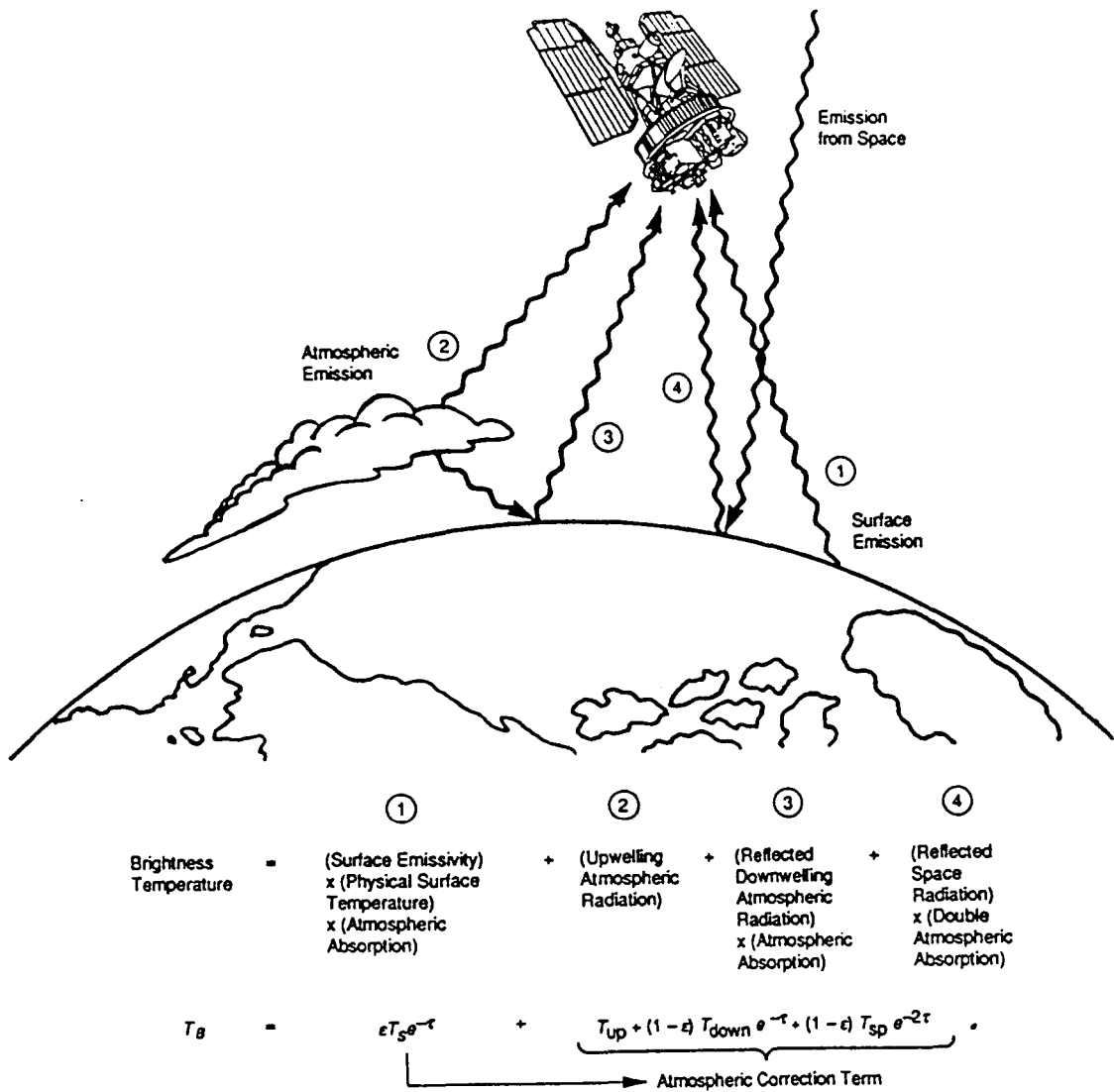


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung der einzelnen Terme der Strahlungstransportgleichung am Oberrand der Atmosphäre. Die Ziffern entsprechen den einzelnen Termen in Gl. 2.7 (aus Steffen et al., 1992)

(Grüner, 1991) und Landoberflächen ( $\epsilon$  bis 1) der Fall.

In den kräftigen Absorptionsbanden (geringe Transmission) hingegen stammt nahezu die gesamte am Satelliten gemessene Strahlungsenergie aus der Atmosphäre selbst, und Rückschlüsse auf Konzentration und möglicherweise vertikale Verteilung von Atmosphärenparametern, wie Wolkenwasser und Wasserdampfgehalt, werden ermöglicht.

Wird bei Frequenzen der Absorptionslinien gemessen, liefert der 2. Term den größten Anteil am registrierten Signal. Für die untersten und relativ warmen Atmosphärenschichten ist eine hohe Emissivität charakteristisch, aber von den darüber liegenden Schichten wird der größte Teil der Energie wieder absorbiert. Hohe und kühle Schichten emittieren dagegen vergleichsweise wenig, jedoch ist hier auch die Transmissivität der darüber liegenden Schichten größer. Somit existiert stets eine Schicht, die einen effektiven maximalen Emissionsbeitrag zum am Satelliten gemessenen Signal liefert. Ihre Höhe und Dicke wird durch die Gewichtsfunktion bestimmt.  $\partial\tau_\lambda/\partial p$  stellt diese Gewichtsfunktion dar, die den Beitrag der PLANCK'schen Strahldichte einer Schicht  $p + \Delta p$  zu  $I$  liefert. Dabei hängen die Transmission  $\tau_\lambda$  und die Gewichtsfunktion entscheidend vom Absorptionsvermögen und von der Konzentration des Absorbers ab. Ist die Wichtungsfunktion höhenunabhängig wie etwa innerhalb der Wasserdampfabsorptionslinie bei 22 GHz (Simmer, 1994), wird die Temperatur im 2. Term der STG proportional zur Konzentration des Absorbers. Damit hat die Vertikalverteilung des Wasserdampfes nur geringen Einfluß auf die gemessene Strahlungstemperatur gegenüber der Gesamtkonzentration. Satellitenmessungen um die 22.235 GHz Wasserdampfabsorptionslinie eignen sich daher besonders gut zur Bestimmung des Gesamtwasserdampfgehaltes.

In Abb. 2.7 (S. 16) sind die Beiträge der einzelnen Terme der STG für die SSM/I-Frequenzen dargestellt.

Die extraterrestrische Strahlung aus dem 4. Term wird von einem auf die Erde gerichteten Radiometer registriert und muß trotz seines geringen Anteils an der Gesamtstrahldichte berücksichtigt werden. Das kosmische Signal setzt sich aus drei Anteilen zusammen:

- Vom Urknall herrührende isotrope Hintergrundstrahlung ( $T \approx 2.7K$ ).
- Nicht vernachlässigbarer Anteil der von der Verteilung der galaktischen Masse abhängigen Emission der Weltraummaterie bei Frequenzen unter 1 GHz und Radiometerblickwinkeln in das Milchstraßenzentrum.
- Von Sonne und Mond ausgesandte Mikrowellenstrahlung.

## 2.3 Emission von Land- und Ozeanoberflächen

Bei Messungen vom Satelliten aus besitzt Term 1 der Strahlungstransportgleichung (Gl. 2.7) möglicherweise großen Einfluß auf die gemessenen Helligkeitstemperaturen und erfordert deshalb eine genauere Betrachtung der Oberflächenemissivität  $\epsilon_s$ . Eine hohe Emissivität, wie sie über Landflächen auftritt, bedingt, daß Term 1 gegenüber Term 2 in Gl. 2.7 sehr viel größer und damit das Atmosphärensignal von dem starken Hintergrundsignal überlagert wird. Die Variation der gemessenen Helligkeitstemperaturen kann dann den interessierenden Änderungen der atmosphärischen Parameter nicht mehr zugeordnet werden.

Eine Bestimmung atmosphärischer Parameter über einem Untergrund mit hoher Emissivität ist zur Zeit nur mit großen Unsicherheiten möglich. Eine Verwendung der Strahlungstemperaturen über den Landflächen des REMO-Gebietes scheidet für eine Validation damit aus.

Wasser hingegen besitzt eine niedrige Emissivität beim hohem Reflexionsvermögen, da es als polarisiertes Molekül eine große dielektrische Konstante hat. Zudem ist auch die räumliche und zeitliche Variabilität der Emission viel geringer als über Land. Damit ist die Verwendung von Helligkeitstemperaturen und die Fernerkundung atmosphärischer Parameter über Wasser ohne große systematische Fehler möglich. Gemessene Strahlungstemperaturen über Wasser aber in Landnähe werden jedoch, wie später noch gezeigt, von den hohen Landemissivitäten beeinflusst und bedürfen besonderer Beachtung.

Die Emissivität einer Wasseroberfläche ist von vielen Größen abhängig:

$$\epsilon = f(\nu, u_0, \theta, P, SST, SSS) \quad (2.8)$$

mit

$\nu$  = Frequenz

$u_0$  = Oberflächenwind

$\theta$  = Blickwinkel

$P$  = Polarisation (vertikal V, horizontal H)

$SSS$  = Oberflächensalzgehalt

$SST$  = Oberflächentemperatur

Eine glatte Wasseroberfläche kann als spiegelnd angenommen und seine Emissivität aus den Fresnel'schen Reflexionskoeffizienten bestimmt werden:

$$\epsilon = (1 - \Gamma_{V,H}) = (1 - R_P(\theta)) \quad P = V, H \quad (2.9)$$

mit

$$\Gamma_{V,H} = \text{Reflektivität} \quad (2.10)$$

$$R_V(\theta) = \frac{\epsilon_w \cos(\theta) - \sqrt{\epsilon_w - \sin^2 \theta}}{\epsilon_w \cos(\theta) + \sqrt{\epsilon_w - \sin^2 \theta}} \quad (2.11)$$

$$R_H(\theta) = \frac{\cos(\theta) - \sqrt{\epsilon_w - \sin^2 \theta}}{\cos(\theta) + \sqrt{\epsilon_w - \sin^2 \theta}} \quad (2.12)$$

wobei  $\epsilon_w$  die komplexe Dielektrizitätskonstante (z.B nach Lane und Saxton (1952)) ist. Der Wert dieser Konstanten ändert sich mit der Frequenz und der Wasseroberflächentemperatur, womit sich auch die Emissivität im Mikrowellenbereich als Funktion dieser Variablen ändert (Abb. 2.2).

Starken Einfluß auf die Emissivität hat außerdem die Oberflächenrauhigkeit. Diese Oberflächenrauhigkeit wird über Wasser hauptsächlich durch den Bodenwind hervorgerufen. Der Windeinfluß, der sich aus der Rauigkeitserhöhung und aus der proportional zur dritten Potenz der Windgeschwindigkeit ansteigenden Schaumkonzentration zusammensetzt, läßt die Helligkeitstemperaturen in einem Windbereich von 7-25 m/s linear um 1.5 K (m/s)<sup>-1</sup> ansteigen, wie Berechnungen von Nordberg et al. (1971) zeigten. Unterhalb von 7 m/s sind die Energien zur Wellenbrechung zu gering, um Schaum zu bilden. Dieser emittiert im Mikrowellenbereich wie ein schwarzer Strahler. Weiterhin hängt die Emissivität bei vorhandenem Oberflächenwind von der Polarisierung der Strahlung sowie dem Blickwinkel des Radiometers ab. Der von der Atmosphäre emittierten, ursprünglich unpolarisierten Strahlung wird durch Reflexion und Streuung an Wassermolekülen, die durch ihre Eigenschaft als Dielektrikum als Dipol polarisiert sind, nur bestimmte Schwingungsebenen zugeteilt. Damit wird die Strahlung zum Teil polarisiert. Strahlung, deren

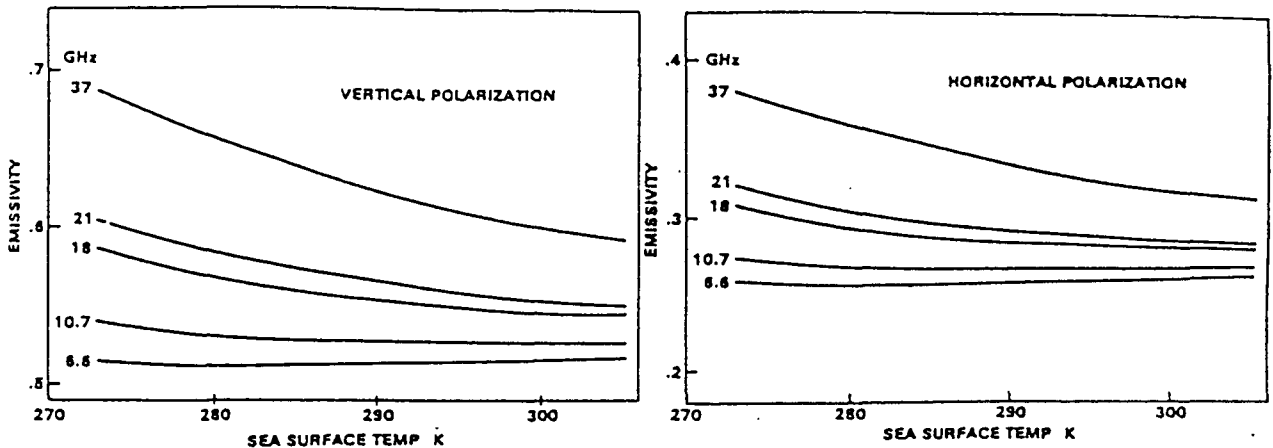


Abbildung 2.2: Emissivität einer glatten Meeresoberfläche als Funktion der Oberflächentemperatur und Frequenz für horizontale und vertikale Polarisierung bei einem Blickwinkel von  $50^\circ$  (aus Prabhakara et al., 1982)

elektrischer Feldvektor parallel zur Erdoberfläche schwingt, wird als horizontal polarisiert, Strahlung, deren elektrischer Feldvektor senkrecht zur Erdoberfläche orientiert ist, als vertikal polarisiert bezeichnet (Abb. 2.3).

Während bei horizontal polarisierter Strahlung eine Zunahme des Radiometerblickwinkels eine Verringerung der Emissivität bedeutet, erhöht sich bei vertikal polarisierter Strahlung die Emissivität bis zu einem Maximalwert beim Brewster-Winkel  $\theta_B = \arctan(n)$ ,  $n$  = Brechungsindex. Erst bei Winkeln größer als der Brewster-Winkel fällt die Emissivität stark ab (Abb. 2.4).

Zusätzlich bedeutet eine Zunahme der Windgeschwindigkeit eine Zunahme der Emissivität für die horizontale Polarisierung; für vertikale Polarisierung gilt die Zunahme nur bis etwa  $50^\circ$ , bei Winkeln zwischen  $50^\circ$  und  $60^\circ$  erhält man keine Änderung und für größere Winkel nimmt die Emissivität mit zunehmender Windgeschwindigkeit ab. Dieser Umstand trug bei dem SSM/I-Radiometer zur Wahl des Blickwinkels von  $53^\circ$  bei. Merkliche Änderungen des Emissionsvermögens von Seewasser bezüglich des Salzgehaltes treten nur unterhalb von 5 GHz auf, wobei auch hier ein Unterschied zwischen horizontaler und vertikaler Polarisierung zu erkennen ist.

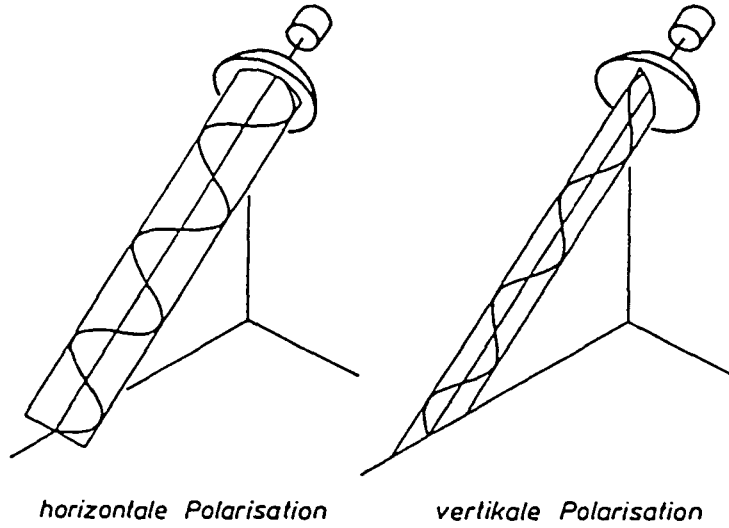


Abbildung 2.3: *Polarisationsrichtungen bei Mikrowellensystemen. (aus Kraus & Schneider, 1988)*

## 2.4 Absorptionsverhalten atmosphärischer Gase

Der wichtigste Beitrag der am Satellitenradiometer empfangenen Strahldichte für die Fernerkundung von atmosphärischen Größen ist der durch Emission und Absorption von atmosphärischen Gasen beeinflusste Strahlungsanteil, wobei im wolkenlosen Fall der molekulare Sauerstoff ( $O_2$ ) sowie der Wasserdampf ( $H_2O$ ) die wesentlichen Absorber im Mikrowellenbereich sind. Absorptionsbeiträge anderer Gase wie Ozon ( $O_3$ ), Schwefeldioxid ( $SO_2$ ), Stickstoffdioxid ( $NO_2$ ) und Distickstoffdioxid ( $N_2O$ ) sowie von Aerosolteilchen sind in ihrer Variation sehr gering, so daß sie als konstante Verteilungen im Modell vorkommen. Der frequenz-, temperatur- und druckabhängige Gasabsorptionskoeffizient für den Mikrowellenbereich setzt sich damit aus den beiden Gasabsorptionskoeffizienten des Sauerstoffs und des Wasserdampfes zusammen:

$$\kappa(\nu, p, T) = \kappa_{O_2}(\nu, P, T) + \kappa_{H_2O}(\nu, p, T) \quad (2.13)$$

Die Gasabsorption ist von der Molekülstruktur des Gases und von der Frequenz der Strahlung abhängig. Da Energiesprünge zwischen Elektronenorbitalen und Molekülschwingungszuständen von Mikrowellen nicht überwunden werden, sind im Mikrowellenbereich

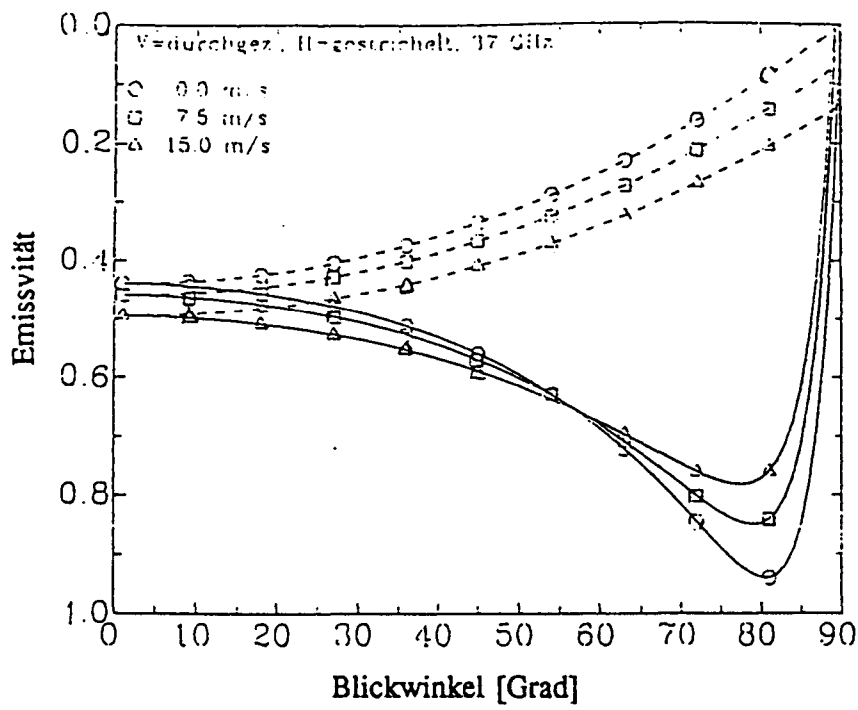


Abbildung 2.4: *Emissivität der Meeresoberfläche für horizontale und vertikale Polarisation bei 37 GHz und  $v=0.0, 7.5, 15 \text{ m/s}$  in Abhängigkeit vom Radiometerblickwinkel. (aus Simmer, 1994)*

nur Rotationszustandsänderungen von Bedeutung. Durch die Änderung ihres Rotationsverhaltens emittieren und absorbieren die Gase nur bei diskreten Energiezuständen, und es ergibt sich eine Linienstruktur. Bewegungen und Kollisionen zwischen absorbierenden Molekülen, sowie zwischen absorbierenden und nichtabsorbierenden Molekülen führen zu einer Variation in den ursprünglich festen Energieniveaus, da die zufällige und endliche Dauer des angeregten Zustandes über die Unschärferelation zu einer Verwischung der dem Energieniveau entsprechenden Frequenz  $\tilde{\nu}_0$  führt. Dadurch entstehen Linien mit begrenzter Breite.

Die Lorentzfunktion beschreibt, über die unterschiedliche Dauer der angeregten Zustände, die Form der Verbreiterung der Absorptionslinie in Beziehung zur Frequenz einer idealen monochromatischen Linie bei  $\tilde{\nu}_0$ :

$$\kappa_\nu = \frac{S}{\pi} \frac{\alpha}{(\tilde{\nu} - \tilde{\nu}_0)^2 + \alpha^2} \quad (2.14)$$

$\kappa$  ist hier wieder der Absorptionskoeffizient,  $\alpha$  gewöhnlich als Linienbreite bezeichnet, gibt die Halbwertsbreite der Resonanzfrequenz  $\tilde{\nu}_0$  wieder und ist eine Funktion des Druckes und der Temperatur des betrachteten Gases,  $S$  stellt die Linienintensität in Abhängigkeit der absorbierenden Moleküle pro Einheitsvolumen sowie der Temperatur dar (Liou, 1980).

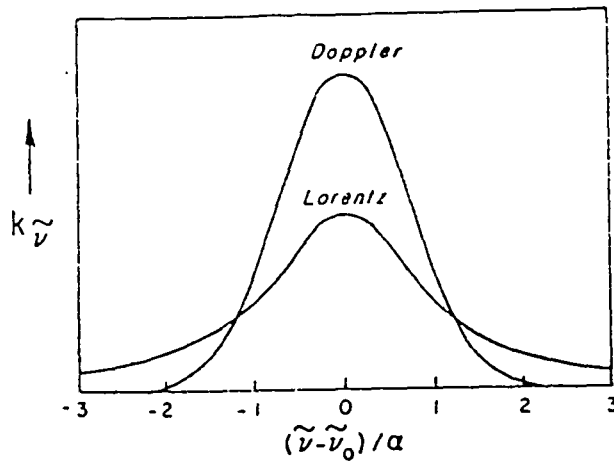


Abbildung 2.5: Lorentz und Doppler Linienform für gleiche Intensitäten und Linienbreiten (aus Liou, 1980)

Aus der thermischen Bewegung der Moleküle resultiert zudem das Dopplerprofil, welches enger ist als das Lorentz-Profil, aber nur bei niedrigem Druck von Bedeutung ist (Abb. 2.5).

Da bei der Emission nur Strahlung eines diskreten Energiezustandes ausgesandt wird, ist die Lage der Absorptionslinie für ein Gas charakteristisch. Wasserdampf besitzt bei 22.235 GHz und 183.31 GHz Rotationslinien, während Sauerstoff bei 118.75 GHz absorbiert, sowie zwischen 50 und 70 GHz über einem größeren Frequenzbereich. Durch die Struktur dieser Absorptionsbanden und -linien stellen sich vier Transmissionsfenster heraus: Zwischen 25 und 50 GHz, 70 und 115 GHz, 125 und 160 GHz sowie zwischen 200 und 250 GHz, wo die Transmission zwischen 30 und über 90 % beträgt. Allerdings ist die Transmission durch die Kontinuumsabsorption in den Fenstern stark vom Gesamtwasserdampfgehalt abhängig (Abb. 2.6). Bei zunehmendem Wasserdampfgehalt verringert sich die Transmissivität zu hohen Frequenzen hin.

Durch Messung der Strahldichten bzw. der Helligkeitstemperaturen im Bereich dieser Transmissionsfenster, in den Absorptionslinien oder an ihren Flanken kann auf den Gehalt oder die Verteilung atmosphärischer Parameter geschlossen werden. So wird z.B. der Gesamtwasserdampfgehalt durch Messungen nahe der Wasserdampfresonanzlinie 22 GHz und im Transmissionsfenster bei 37 GHz bestimmt.



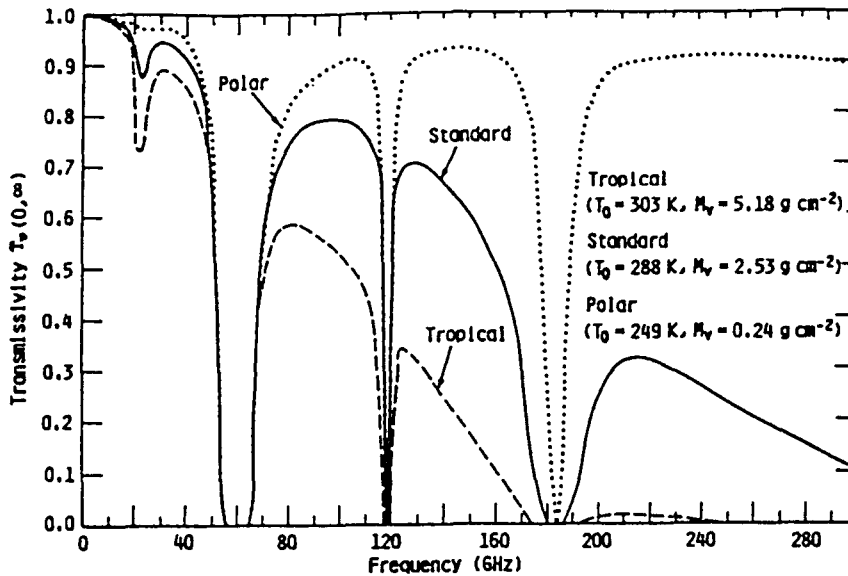


Abbildung 2.6: Atmosphärische Transmissivität bei verschiedenen Oberflächentemperaturen  $T_0$  und integrierten Wasserdampfgehalten  $M$  (aus Ulaby et al., 1981)

## 2.5 Anteile der einzelnen Terme der STG am Signal

Die einzelnen Terme der STG tragen je nach Frequenz und optischer Dicke der Atmosphäre unterschiedlich zum Gesamtsignal am Satelliten bei. Abb. 2.7 zeigt die Anteile der einzelnen Terme für simulierte Helligkeitstemperaturen der SSM/I-Kanäle (Zenitwinkel von  $53.1^\circ$ ) in Abhängigkeit der optischen Dicke (Fuhrhop, 1995). Man erkennt, daß die Bedeutung der Reflektivität des Untergrundes am Gesamtsignal sowohl von der Transmissivität der Atmosphäre als auch von der Frequenz abhängt. Mit zunehmender Frequenz und optischer Dicke verringert sich der Reflexionsanteil bei allen Frequenzen bis auf die 19 GHz Kanäle beträchtlich. Während der Anteil der atmosphärischen Emission bei den niedrigen Frequenzen erst bei höheren optischen Dicken einen größeren Anteil gewinnt, nimmt er bei 85 GHz rasch zu und dominiert schon bei mittleren optischen Dicken deutlich das Signal.

## 2.6 Einfluß von Wolkentropfen im Mikrowellenbereich

Der Verwendung der Mikrowellen für die Fernerkundung sind trotz ihrer Überlegenheit gegenüber Infrarotwellen, Wolken zu durchdringen, Grenzen gesetzt. Das Verhältnis der Wellenlänge zum Tropfenradius der Wolke beeinflusst die Streuung und damit auch die gemessene Strahlungstemperatur, so daß bei größeren Tropfenradien, durch die nun zu

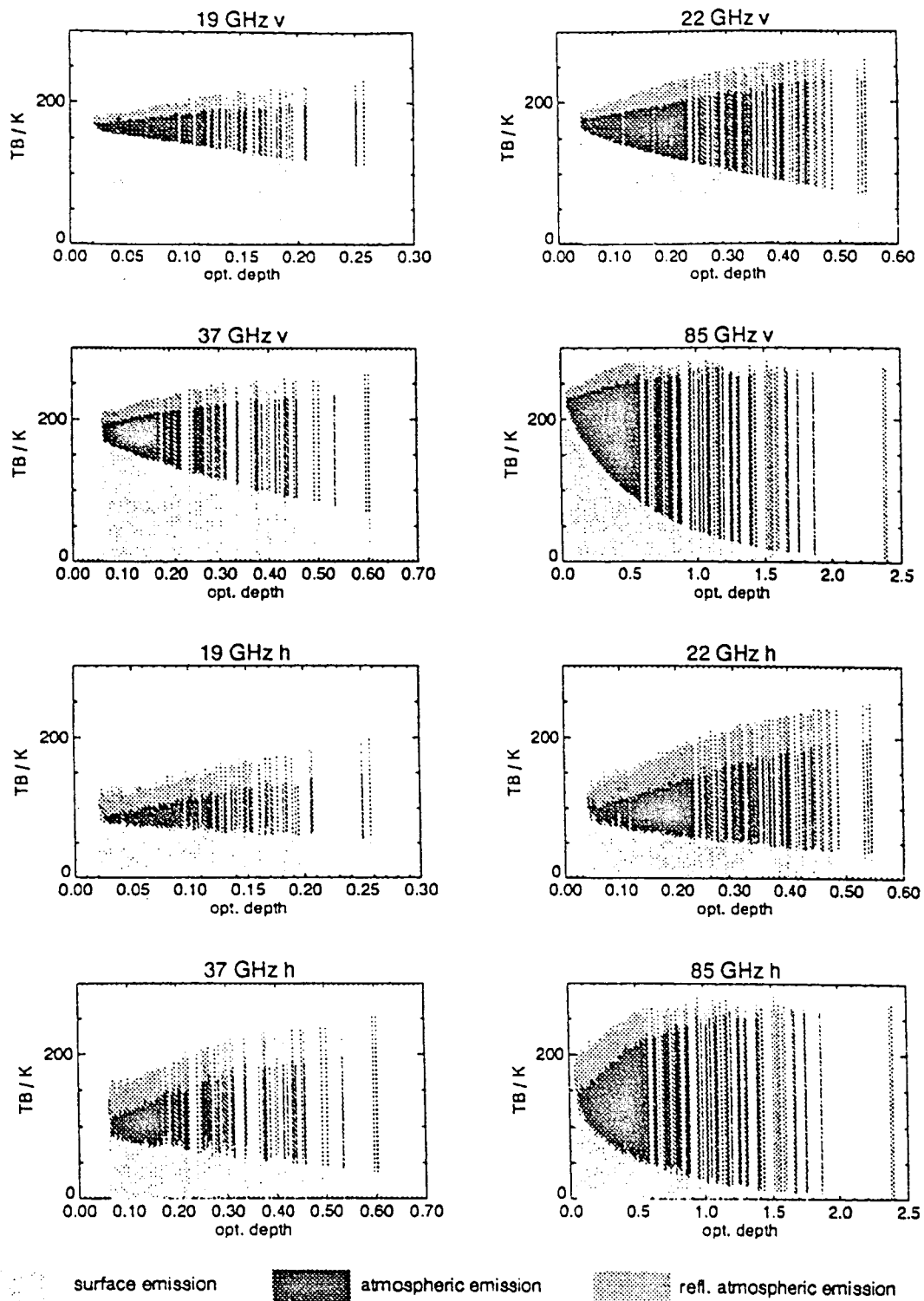


Abbildung 2.7: Anteile der Oberflächenemission, Atmosphärenemission und der reflektierten Atmosphärenemission für simulierte Helligkeitstemperaturen der SSM/I-Kanäle als Funktion der optischen Dicke (aus Fuhrhop, 1995). surface emission= 1. Term der STG, atmospheric emission= 2. Term der STG, refl. atmospheric emission= 3. Term der STG.

berücksichtigende Streuung, nicht mehr eindeutig auf den gesuchten atmosphärischen Parameter geschlossen werden kann.

Die Wellenlänge, der Radius sowie die dielektrische Konstante eines nahezu kugelförmigen Teilchens bestimmen seine Absorptions- und Streucharakteristik, die durch die MIE-Theorie beschrieben werden kann. Die in Abb. 2.8 dargestellte MIE-Effizienz ist ein Maß für die durch Absorption und Streuung hervorgerufene Extinktion von elektromagnetischer Strahlung und ergibt sich aus der Streurechnung nach MIE (Ulaby et al., 1981). Man erkennt über die Erhöhung der MIE-Effizienz ein Anwachsen der Extinktion bei zunehmender Tropfengröße und zunehmender Frequenz. Ab einer bestimmten Tropfengröße erreicht die MIE-Effizienz ihr Maximum und sinkt danach wieder, so daß die Eindeutigkeit der Helligkeitstemperatur einer bestimmten Tropfengröße nicht mehr gegeben ist. Die Folgerung ist, Messungen von Regen ab einer bestimmten Regenrate oder Tropfengröße besonders bei hohen Frequenzen für Berechnungen auszuschließen. Die gestrichelte Gerade gibt die Näherung der MIE-Effizienz durch die RAYLEIGH-Approximation wieder, welche ein Grenzfall der allgemeinen MIE-Theorie darstellt. Wenn die Teilchengröße sehr viel kleiner als die Wellenlänge ist, wie dies bei Wolken mit Wassertropfen  $< 0.1$  mm und Frequenzen unter 40 GHz der Fall ist, gilt die RAYLEIGH-Approximation. Streuung und Absorption durch Wolken können mit dieser Approximation beschrieben werden. Da im Bereich der RAYLEIGH-Approximation der Absorptionsquerschnitt für Wassertropfen sehr viel größer als der Streuquerschnitt ist, können nichtregnende Wolken hauptsächlich als Absorber angesehen werden. Wie in Abb. 2.9 zu erkennen ist, muß bei größeren Hydrometeoren (Regen, Schnee, Hagel) die komplexere MIE-Streuung Berücksichtigung finden (Simmer, 1994).

Man erkennt, daß im niederfrequenten Bereich erst bei großen Tropfenradien Streuung stattfindet, da dann das Verhältnis aus Partikelgröße zu Wellenlänge nicht mehr klein ist. Nimmt die Frequenz zu, so tritt diese Streuung schon bei kleineren Tropfenradien auf, und sie darf nicht mehr vernachlässigt werden.

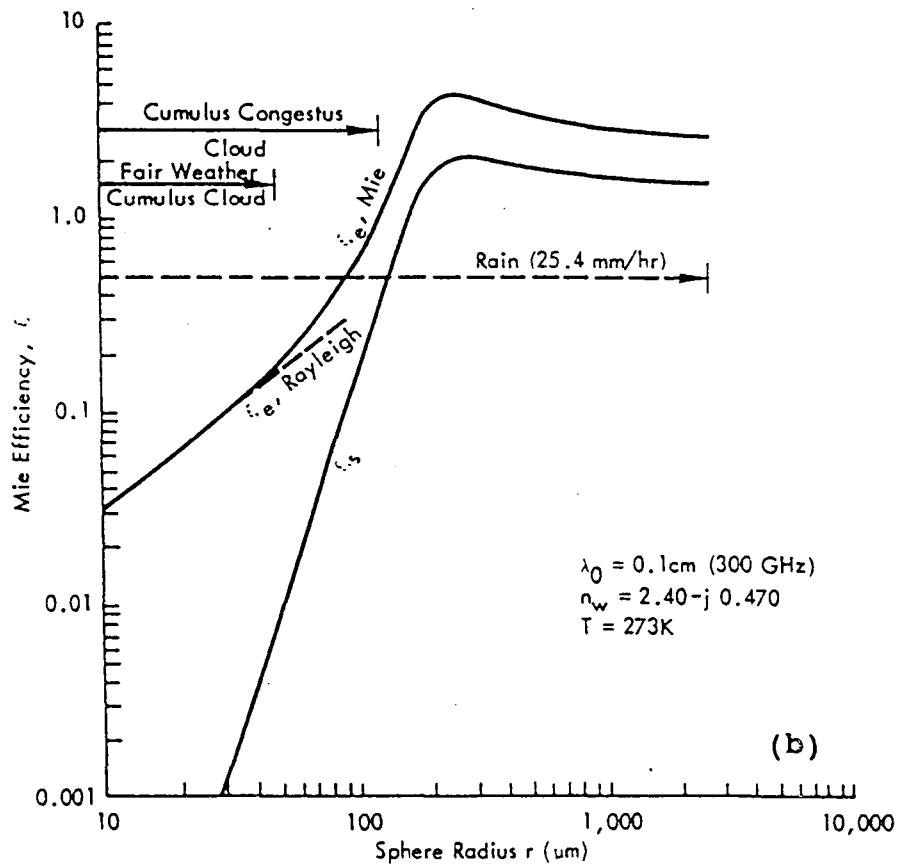
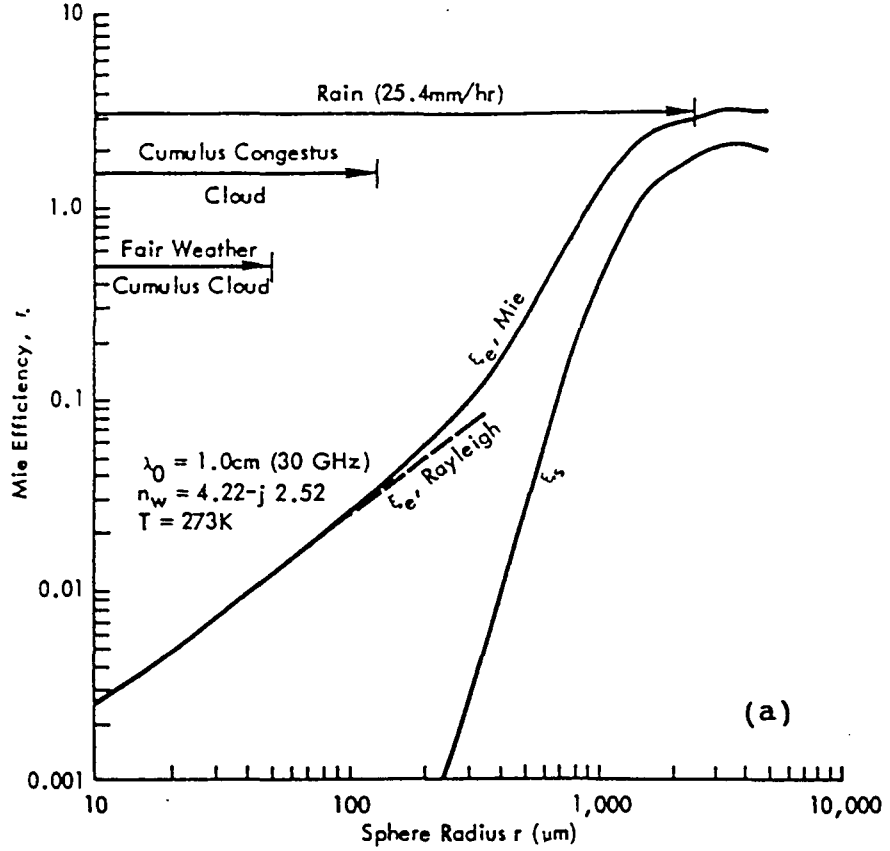


Abbildung 2.8: MIE-Effizienz für Extinktion ( $\xi_e$ ) und Streuung ( $\xi_s$ ) einer bewölkten Atmosphäre in Abhängigkeit vom Tropfenradius bei (a) 30 GHz und (b) 300 GHz. Die horizontalen Pfeile geben typische Bereiche der Tropfenradien wieder (aus Ulaby et al., 1981).

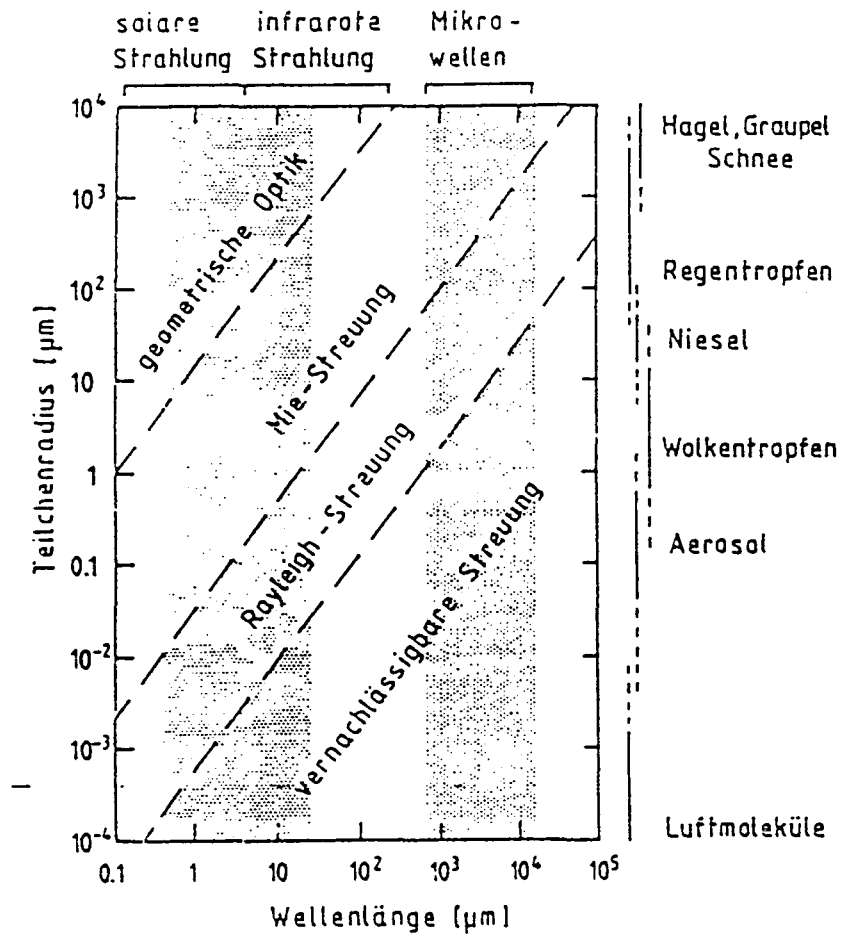


Abbildung 2.9: Streuregime in Abhängigkeit von Teilchengröße und Wellenlänge (aus Simmer, 1994)

### 3 Methoden zur Validierung

Für die Validierung der REMO-Ergebnisse werden zwei Methoden verwendet, die schematisch in Abb. 3.1 dargestellt sind: Die direkte Methode (rechte Seite im Flußdiagramm Abb. 3.1) und die individuelle Methode (linke Seite).

#### 3.1 Die direkte Methode

Bei der direkten Methode werden die Messungen des SSM/I-Radiometers über geeignete Auswertalgorithmen in geophysikalische Parameter umgerechnet. Diese werden dann mit denen verglichen, die vom REMO zum zeitlich nächsten Vorhersagepunkt ausgegeben werden. Der Vergleich findet auf den Gitterpunkten des REMO statt, so daß die vom SSM/I gemessenen Parameter auf dieses Gitter interpoliert werden müssen. Sensitivitätsstudien (Simmer, 1994) haben gezeigt, daß drei Parameter den Hauptbeitrag zum Signal am SSM/I liefern: Der Gesamtwasserdampfgehalt ( $W$ ), der Flüssigwassergehalt (LWP) und die Bodenwindgeschwindigkeit (WND). Für diese Parameter existieren mittlerweile Algorithmen, die diese mit guter Genauigkeit bestimmen lassen.

**Gesamtwasserdampfgehalt ( $W$ ):** Für den Vergleich des Gesamtwasserdampfgehaltes wird ein Algorithmus von Simmer (1994) verwendet, der am Institut für Meereskunde, Kiel, abgeleitet wurde und vor allem die niedrigen Frequenzen des SSM/I verwendet:

$$W_1 = 260.82 - 48.128 \cdot \ln(290 - T_{22v}) - 0.15718 \cdot T_{37v} \quad (3.1)$$

$$W_2 = 136.03 - 37.673 \cdot \ln(280 - T_{22v}) + 9.7465 \cdot \ln(280 - T_{37v}) \quad (3.2)$$

mit

$$W = W_1 \text{ wenn } W_1 < 15 \text{ kg/m}^2 \quad (3.3)$$

$$W = W_2 \text{ wenn } W_1 > 25 \text{ kg/m}^2 \quad (3.4)$$

$$W = W_1 + ((W_2 - W_1) \cdot 0.1) \cdot ((W_1 + W_2) \cdot 0.5 - 15.0) \text{ wenn } 15 \text{ kg/m}^2 \leq W \leq 25 \text{ kg/m}^2 \quad (3.5)$$

Die Genauigkeit dieses Algorithmus liegt bei ca.  $1.5 \text{ kg/m}^2$  und ist vergleichbar mit denen anderer Gesamtwasserdampfgehaltsalgorithmen wie z.B. dem von Alishouse et al. (1990) oder Schlüssel und Emery (1990). Ein durch Korrelation von Wasserdampf- und Lufttemperaturprofil verursachter systematischer Fehler bei globalen Algorithmen wird durch die Einteilung in drei Gesamtwasserdampfbereiche reduziert (Fuhrhop und Ruprecht, 1994).

## individuelle Methode

## Direkte Methode

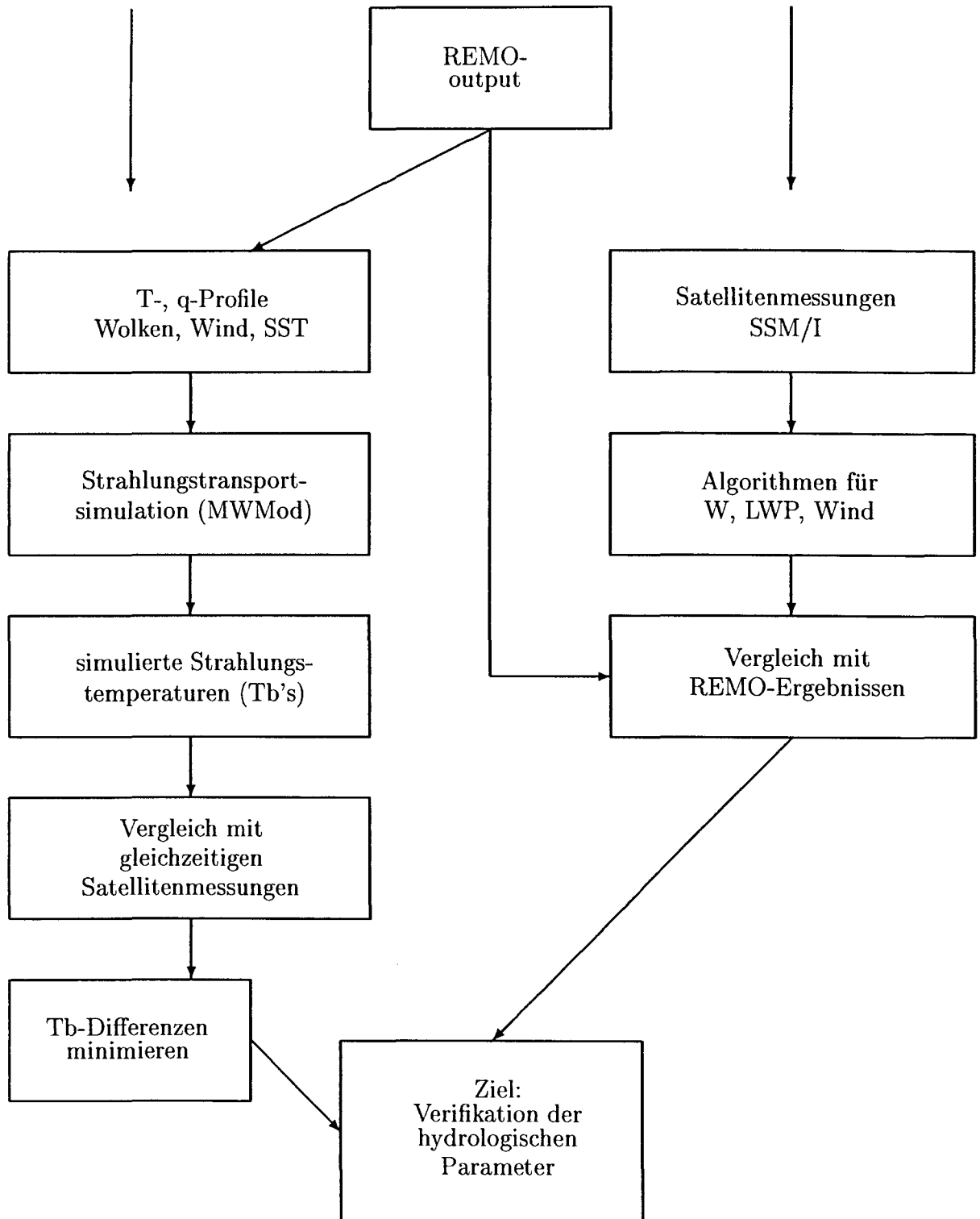


Abbildung 3.1: Schema für den Ablauf der beiden Methoden zur Verifikation der REMO-Modellergebnisse (näheres siehe Text)

**Flüssigwassergehalt (LWP):** Ebenfalls am Institut für Meereskunde, Kiel, wurde ein Algorithmus für den Flüssigwassergehalt abgeleitet (Karstens et al., (1995)). Dieser Regressionsalgorithmus verwendet ausschließlich die niedrigen Frequenzen:

$$LWP = 4.299 + 0.39963 \cdot \ln(280 - T_{22v}) - 1.40692 \cdot \ln(280 - T_{37v}) \quad (3.6)$$

Die Genauigkeit dieses LWP-Algorithmus ist mit  $30 \text{ g/m}^2$  recht gut.

**Bodenwind (WND):** Für den Vergleich der Bodenwindgeschwindigkeit wird ein Algorithmus von Goodberlet et al. (1990) verwendet. Anders als die Algorithmen für W und LWP handelt es sich hier sowohl um einen regionalen als auch zeitlich variablen Algorithmus:

Für Gebiete nördlich von  $55^\circ$  geographischer Breite (Mai):

$$u = 158.63 + 0.4224 \cdot T_{19h} - 0.2439 \cdot T_{22v} - 0.9839 \cdot T_{37v} + 0.3725 \cdot T_{37h} \quad (3.7)$$

Für Gebiete nördlich von  $55^\circ$  geographischer Breite (Juni):

$$u = 161.45 + 0.2964 \cdot T_{19h} - 0.1613 \cdot T_{22v} - 1.0632 \cdot T_{37v} + 0.4524 \cdot T_{37h} \quad (3.8)$$

Für Gebiete südlich von  $55^\circ$  geographischer Breite (Mai, Juni):

$$u = 137.72 + 0.7330 \cdot T_{19h} - 0.4208 \cdot T_{22v} - 0.6008 \cdot T_{37v} + 0.1158 \cdot T_{37h} \quad (3.9)$$

Hier sind nur die Koeffizienten für die Monate Mai und Juni angegeben, die unseren Untersuchungszeitraum umfassen.

### 3.2 Die individuelle Methode

Bei der individuellen Methode werden die vom SSM/I gemessenen Helligkeitstemperaturen direkt mit denen verglichen, die sich mit Hilfe eines Strahlungstransportmodells aus den REMO-Vorhersagen simulieren lassen. Eingang in das Strahlungstransportmodell finden u.a. die Feuchte- und Temperaturprofile von REMO, der Bodenwind sowie das Wolkenflüssigwasser. Ziel ist es dann, die auftretenden Differenzen in den einzelnen Kanälen zu minimieren, in dem die geophysikalischen Parameter gleichzeitig und untereinander variiert werden, und somit über ihre Variation eine Aussage über die Genauigkeit der Vorhersageergebnisse im REMO gemacht werden kann.



Zur Minimierung der Tb's wird hierbei ein Newton-Iterationsverfahren benutzt, welches von Rodgers (1976) entwickelt und von Eyre (1989) zur Ableitung von Feuchteprofilen aus TOVS-Daten herangezogen wurde. Dieses Verfahren soll nun für eine Validierung der REMO-Ergebnisse verwendet werden.

Unter Annahme, daß die Fehler einer Gaußverteilung unterliegen, ist die wahrscheinlichste Lösung die, welche die Kostenfunktion  $J(x)$

$$J(\vec{x}) = (\vec{x} - \vec{x}^b)^T C^{-1} (\vec{x} - \vec{x}^b) + \{\vec{y}^m - \vec{y}(\vec{x})\}^T E^{-1} \{\vec{y}^m - \vec{y}(\vec{x})\} \quad (3.10)$$

minimiert, wobei:

$J(\vec{x})$  = Kostenfunktion

$\vec{x}^b$  = REMO Vorhersageparameter = first guess

$C$  = Kovarianzmatrix der geophysikalischen Parameter

$\vec{y}(\vec{x})$  = modellierte Helligkeitstemperaturen

$\vec{y}^m$  = gemessene Helligkeitstemperaturen

$\vec{x}$  = atmosphärische Parameter

$E$  = Fehlerkovarianzmatrix der Helligkeitstemperaturen

Den wahrscheinlichsten atmosphärischen Zustand ( $\vec{x}$ ) erhält man entweder durch Minimierung von Gl. 3.10 oder aber unter der Annahme, daß nur ein Minimum existiert, dort, wo die Ableitung von  $J(x)$  bezüglich  $\vec{x}$  gleich 0 ist:

$$J'(\vec{x}) = C^{-1} (\vec{x} - \vec{x}^b) - K(\vec{x})^T E^{-1} \{\vec{y}^m - \vec{y}(\vec{x})\} = 0 \quad (3.11)$$

mit den partiellen Ableitungen der simulierten Helligkeitstemperaturen bezüglich der das Signal beeinflussenden Parameter:

$$K_{ij} = \frac{\partial T_{bi}}{\partial x_j} \cong \frac{T_{bi}(x_1, \dots, x_j + \Delta x_j, \dots, x_5) - T_{bi}(x_1, \dots, x_j)}{\Delta x_j} \quad (3.12)$$

$i=1, \dots, 7, j=1, \dots, 5$

Im linearen Fall ist  $K$  unabhängig vom atmosphärischen Zustand  $\vec{x}$  und wir können schreiben:

$$\Rightarrow \vec{y}(\vec{x}) = \vec{y}(\vec{x}^b) + K (\vec{x} - (\vec{x}^b)) \quad (3.13)$$

Wir betrachten hier den schwach nichtlinearen Fall bei dem  $K$  eine Funktion von  $\vec{x}$  ist, aber nur wenig über den Bereich aller sinnvollen Abweichungen  $\vec{x}$  von  $\vec{x}^b$  variiert. Wenn wir nun Gleichung 3.13 in 3.11 einsetzen, erhalten wir:

$$\vec{x} = \vec{x}^b + (C^{-1} + K^T E^{-1} K)^{-1} K^T E^{-1} \{y^m - \bar{y}(\vec{x}^b)\} \quad (3.14)$$

Für den Fall, daß die Dimension der gesuchten Parameter die Dimension der verfügbaren Informationen übersteigt (z.B. Anzahl der atmosphärischen Parameter > Anzahl der Helligkeitstemperaturen), ergibt sich mit Matrixmanipulation eine elegantere Form:

$$\vec{x} = \vec{x}^b + C K^T (K C K^T + E)^{-1} \cdot \{y^m - \bar{y}(\vec{x}^b)\} \quad (3.15)$$

Dies ist die geläufige Minimum-Varianz-Lösung. Sie gibt im Fall gauß'scher Fehlerverteilung gleichzeitig die wahrscheinlichste Lösung des tatsächlichen atmosphärischen Zustands für wolkenfreie Atmosphären an, in denen die Strahlungstemperaturen nahezu linear von den gesuchten Parametern abhängen. Damit ist es möglich für einige Atmosphärenzustände und Oberflächenbedingungen  $\vec{x}$  die inverse Matrix  $W = C K^T (K C K^T + E)^{-1}$  zu berechnen. Der gesuchte Wert von  $W$ , der zu  $\vec{x}^b$  gehört, kann dann ohne größere Fehler über Interpolation zweier benachbarter Werte gefunden werden.

Für bewölkte Atmosphärenzustände wird das Problem hingegen stark nichtlinear, d.h.  $K$  ändert sich rasch selbst bei geringen Änderungen des atmosphärischen Zustands  $\vec{x}$ . Mit dem Verfahren der Newton Iteration und der Definition des Atmosphärenzustands  $x_n$  beim Iterationsschritt  $n$  ergibt sich folgende Lösung:

$$\vec{x}_{n+1} = \vec{x}_n - J''(\vec{x}_n)^{-1} J'(\vec{x}_n) \quad (3.16)$$

wobei sich

$$J''(\vec{x})^{-1} = (C^{-1} + K_n^T E^{-1} K_n)^{-1} \quad (3.17)$$

nach Differentiation von Gl. 3.11 ergibt.  $K_n$  ist hierbei die Ableitung von  $K$  beim Atmosphärenzustand  $\vec{x}_n$  und setzt voraus, daß  $K$  um  $\vec{x}_n$  herum konstant bleibt.

Eine für Berechnungen praktischere Form ergibt sich wieder durch Matrixmanipulation:

$$\vec{x}_{n+1} = \vec{x}_n + (\vec{x}^b - \vec{x}_n) + W_n \{y^m - \bar{y}(\vec{x}^b) - K_n (\vec{x}^b - \vec{x}_n)\} \quad (3.18)$$

mit

$$W_n = C K_n^T (K_n C K_n^T + E)^{-1} \quad (3.19)$$

Als spezielle Größen dieses Verfahrens stellen sich dar:

- Die Kovarianzmatrix der bei der Iteration verwendeten geophysikalischen Parameter (C). Sie wird einmal ausgerechnet und stellt die Abhängigkeit der einzelnen Parameter untereinander dar.
- Die Fehlermatrix der Helligkeitstemperaturen und Modellfehler (E). Sie berücksichtigt die Meßfehler des Radiometers, sowie die Fehler im für die Simulation verwendeten Strahlungstransportmodell.
- Die Sensitivitäten der Helligkeitstemperaturen bezüglich der einzelnen Parameter ( $K_{ij} = \frac{\partial Tb_i}{\partial x_j} \cong \frac{Tb_i(x_1, \dots, x_j + \Delta x_j, \dots, x_5) - Tb_i(x_1, \dots, x_j)}{\Delta x_j}$ ). Sie werden bei jedem Iterationsschritt neu ausgerechnet, um die Linearität der Änderung der Parameter zu gewährleisten.
- Realistische erste Schätzung der geophysikalischen Parameter ( $\vec{x}^0 = \text{"first guess"}$ ), z.B. die simulierten REMO-Parameter.

Die Berücksichtigung dieser Größen als Zwangsvariablen ist wichtig, da unterschiedliche atmosphärische Bedingungen gleiche Helligkeitstemperaturen liefern und somit zu einer Mehrdeutigkeit des Problems führen können.

Die Iteration von Gl. 3.18 wird solange durchgeführt, bis die Differenz zwischen modellierten und gemessenen Helligkeitstemperaturen einen bestimmten Wert unterschreitet oder die Änderung der Differenzen bei den nachfolgenden Iterationsschritten minimal wird. Der gesuchte Atmosphären- und Oberflächenzustand sollte dann gefunden sein. Das Abbruchkriterium für den RMS-Fehler aller Kanäle zusammen wird auf 0.5 K gesetzt, da dies in etwa dem Rauschen des SSM/I-Radiometers entspricht. Die Iteration wird ebenfalls abgebrochen, wenn sich der RMS-Fehler beim nachfolgenden Iterationsschritt nicht mehr als 0.1 K ändert. In beiden Fällen geht man davon aus, daß dann das Minimum gefunden ist.

Diese für bewölkte Atmosphären geeignete Form soll nun bei der Validation der REMO-Ergebnisse Verwendung finden, wird aber vorher an künstlichen Profilen getestet.

### 3.3 Das Strahlungstransportmodell MWMOD

Für die Simulation der Helligkeitstemperaturen am Oberrand der Atmosphäre zur Validierung mit der individuellen Methode wurde ein 1989 von Simmer entwickeltes Mikrowellenstrahlungstransportmodell verwendet. Dieses Modell wurde 1990 auf Streuprozesse erweitert.

Die Lösung der Strahlungstransportgleichung geschieht über das sogenannte *successive-orders-of-scattering* Verfahren, bei dem die Mehrfachstreuprozesse als eine Reihe von nacheinander ablaufenden Prozessen von Einfachstreuungen anzusehen ist. Dies ist möglich, da die Atmosphäre im Mikrowellenbereich, selbst bei Niederschlag ausreichend optisch dünn erscheint.

Die Berechnung der Strahlungsintensität an der Radiometerposition kann für beliebige vertikale Verteilungen der Feuchte und Temperatur durchgeführt werden. Dafür können künstliche Profile, Standardatmosphären oder Radiosondenaufstiege von Meßkampagnen verwendet werden, deren Vertikalprofile sich im Strahlungstransportmodell variabel gestalten lassen. Weitere variable Parameter sind u.a. Radiometerblickwinkel, Frequenz und Polarisation. Emission und Reflexion an der Erdoberfläche finden ebenfalls Berücksichtigung z.B. in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit (bis 40 GHz) oder durch das von Schrader (1995) weiterentwickelte Facettenmodell (> 40 GHz). Absorptionskoeffizienten von molekularem Sauerstoff und Wasserdampf werden nach Liebe und Layton (1987), oder nach Ulaby et al. (1981) berechnet. Bei Berücksichtigung von Hydrometeoren (Wolken, Niederschlag) ist zur Berechnung der Absorptions- und Streukoeffizienten eine Wahl zwischen MIE-Theorie oder RAYLEIGH-Approximation möglich. Diese Berechnungen stellen auch die rechenaufwendigsten Operationen dar. Mit diesem Modell lassen sich Strahlungsintensitäten am Oberrand sowie am Unterrand der Atmosphäre simulieren.

## 4 SSM/I-, AVHRR- und REMO-Daten sowie ihre Aufbereitung

### 4.1 Das Regionalmodell REMO

Das in BALTEX benutzte Regionalmodell REMO basiert auf dem Deutschlandmodell des Deutschen Wetterdienstes. Das Deutschlandmodell (DM) ist das zentrale Wettervorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes, welches in Zusammenarbeit mit der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA) aus dem Europa-Modell (EM) des DWD entwickelt wurde. Es umfaßt etwa das Gebiet von  $0^\circ$  E bis  $22^\circ$  E und von  $43^\circ$  N bis  $56^\circ$  N. Die Felder des DM sind auf einem sphärischen Gitter mit einem bei  $32.5^\circ$  N und  $170.0^\circ$  W (Pazifik) verlegten Pol definiert, d.h. das normale geographische Gradnetz wird so gedreht, daß der Koordinaten-Nordpol im Pazifik liegt. Der gedrehte Äquator liegt dann etwas nördlich des DM-Gebietes.

In diesem neuen sphärischen Koordinaten-System wird ein äquidistantes Gitter mit einer Maschenweite von  $1/8^\circ$  ( $0.125^\circ$ ) eingeführt. An jedem dieser Gitterpunkte liegen alle 6 Stunden (vom Vorhersagestartzeitpunkt 0 h) Bodenwerte wie z.B. Oberflächentemperatur, spezifische Bodenfeuchte, Bodenwind vor. Das vertikale Gitter besteht aus einem gemischten Sigma-P-System. D.h. in der unteren Atmosphäre wird  $\sigma = \frac{p}{p_0}$  als Vertikalkoordinate verwendet, die nun eine, im Gegensatz zum Luftdruck, geländefolgende Koordinate ist. Dieser Vorteil in der unteren Troposphäre bringt in der Stratosphäre den Nachteil von numerischen Problemen mit sich. Daher wird in der Stratosphäre wieder der Luftdruck als vertikale Koordinate verwendet (Abb. 4.1)

In jeder dieser vertikalen Schichten liegen die prognostischen Atmosphärenvariablen wie z.B. Luftdruck, Lufttemperatur oder spezifische Feuchte vor. Als diagnostische Variablen stehen z.B. der kumulierte Niederschlag oder der spezifische Flüssigwassergehalt bereit.

Die Parametrisierung der Strahlung als einzige signifikante Energiequelle für das Klimasystem der Erde, folgt einem  $\delta$ -Zwei-Strom-Verfahren. Oberflächenflüsse von Impuls und Wärme werden unter Verwendung des Bulkformalismus parametrisiert. Die turbulenten Terme, die bei der Mittelung der Gleichungen der atmosphärischen Variablen auftreten, benötigen eine weitere Parametrisierung. Nämlich die der Diffusionskoeffizienten, die bei der Schließung der Gleichungssysteme auftreten, und die aus einer diagnostischen

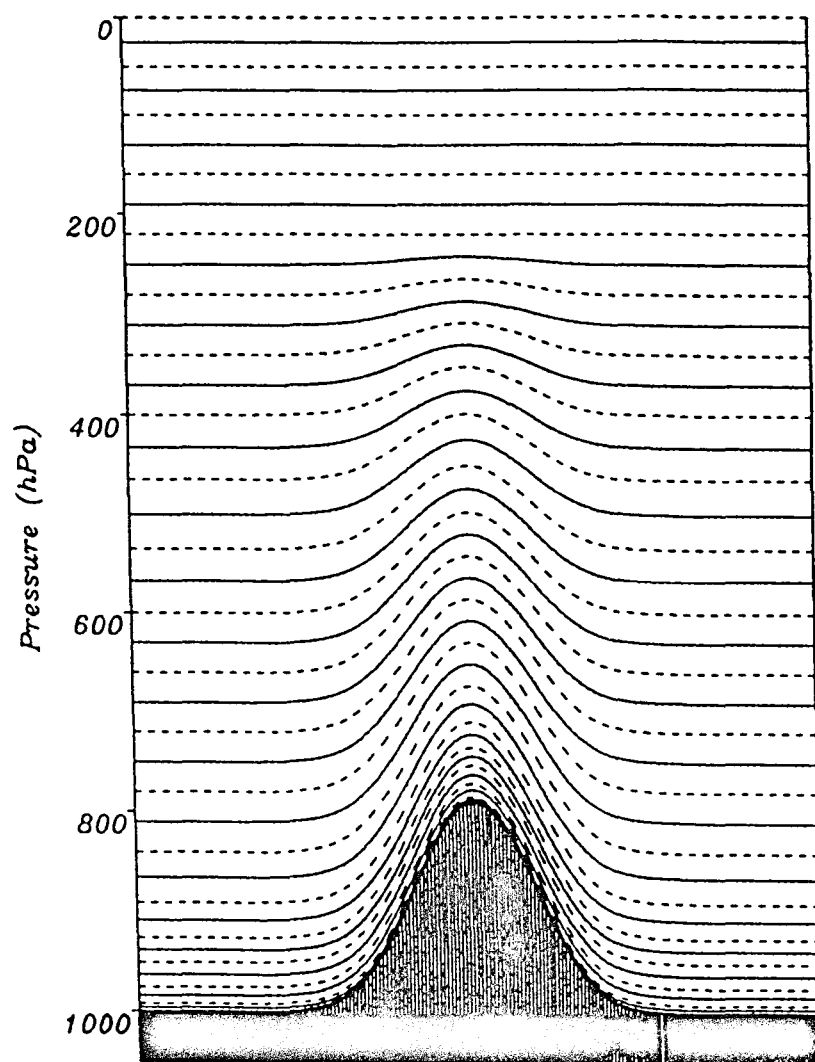


Abbildung 4.1: Vertikales Gitter des DM und REMO

Gleichung für die turbulente kinetische Energie TKE abgeleitet werden (Clemens, 1998, Majewski et al., 1995) .

Die seitlichen Randwerte erhält das DM aus zeitgleichen Vorhersagen des EM. Die Modellkette des DWD besteht aus dem GM (*Global spectral model*) für großskalige Berechnungen, dem EM für den synoptischen und meso- $\alpha$ -scale und dem DM für den high-resolution meso- $\beta$ -scale.

Für die Untersuchungen im BALTEX-Gebiet wurde das vom DWD entwickelte dreidimensionale Modell auf den Ostseeraum erweitert, wobei die Gittermaschenweite von  $1/8^\circ$  auf  $1/6^\circ$  erhöht wurde. Für beide Modelle fallen die linke untere Ecke des Modellgebietes zusammen, d.h. das REMO wurde nach Norden und Osten erweitert (Abb. 4.2).

Die physikalischen Parametrisierungen für die Gitterpunktwerte im REMO entsprechen denen des DM. Vom Vorhersagestartzeitpunkt 00:00 UTC liegen nun für die nächsten 30 Stunden zu jeder vollen Stunde die Vorhersagevariablen vor, so daß für die Auswahl der Satellitendaten eine geringe zeitliche Differenz von maximal 30 min gegeben ist. Der Vorhersagezeitraum von 30 Stunden ist so gewählt, daß die ersten 6 Stunden als Einschwingzeit des Modells behandelt werden können. Sie werden damit für den Vergleich nicht verwendet. Da der DMSP F10 frühestens um 08:00 den Bereich der Ostsee überfliegt, sind somit Vorhersagefehler auf Grund der Einschwingphase des Modells vernachlässigbar.

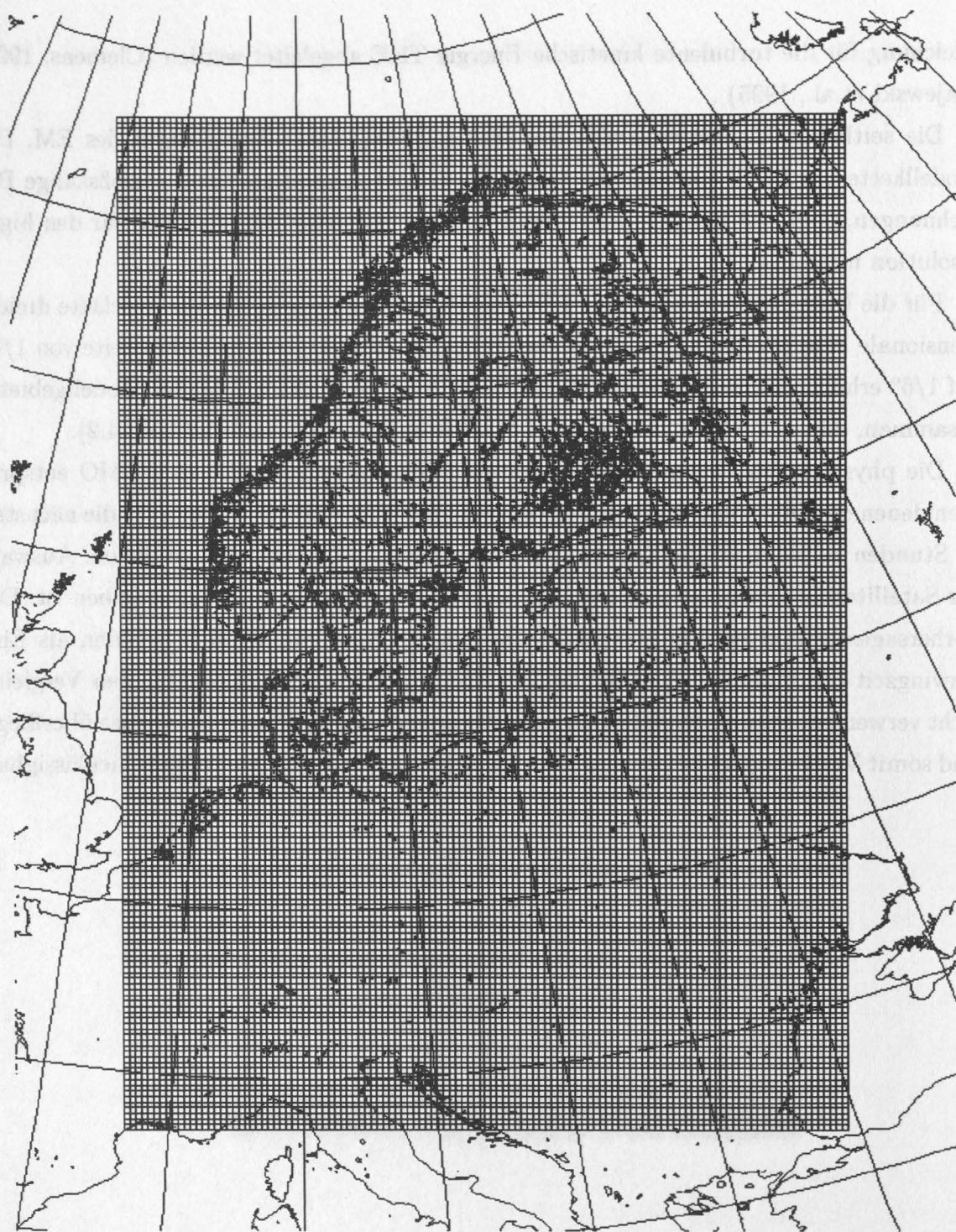


Abbildung 4.2: Modellgebiet von REMO, einem Wettervorhersagemodell mit  $121 \times 181 \times 20$  Gitterpunkten und einer horizontalen Auflösung von  $1/6^\circ$ . In jeder der 20 vertikalen Schichten werden geophysikalische Variablen wie Temperatur, spez. Feuchte, Wolkenwasser, Windgeschwindigkeit ausgehend vom Startpunkt 00:00 UTC für die nächsten 30 Stunden berechnet.



## 4.2 Der Special Sensor Microwave/Imager

In dieser Arbeit wurden zur Validierung der REMO-Vorhersagen Messungen des Mikrowellenradiometers SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) an Bord der Satelliten der Serie "Defense Meteorological Satellite Program" (DMSP) verwendet. Diese Satelliten des amerikanischen Verteidigungsministeriums umkreisen die Erde in ungefähr 833 km Höhe auf einer sonnensynchronen, polarumlaufenden Bahn mit einem Inklinationswinkel (Winkel zwischen Äquator- und Orbitalebene) von ca.  $98.8^\circ$ , der einem Längenversatz der Flugbahn um etwa  $25.5^\circ$  pro Orbit nach Westen entspricht. Bei einer Geschwindigkeit von etwa 6.58 km/s erreichen sie eine Erdumlaufzeit von ca. 102 Minuten. Damit, und der Abtastbreite von ca. 1400 km, überdeckt der Sensor die hohen Breiten vollständig und die äquatorialen Gebiete nahezu vollständig; eine vollständige globale Überdeckung wird in 3-4 Tagen erreicht.

Seit dem Start und der Inbetriebnahme des ersten DMSP-Satelliten F8 im Juni 1987 sind 5 weitere Satelliten (F10, F11, F12, F13, F14) in die Umlaufbahn gebracht worden. Bis auf das ältere Modell F8 und dem kurz nach dem Aussetzen ausgefallene F12 liefern alle Satelliten bis zum heutigen Zeitpunkt auswertbare Daten. Während der DMSP F11 den Äquator um 17:30 LST (aufsteigender Überflug) und 05:30 LST (absteigender Überflug) überquert, überfliegt der DMSP F10 aufgrund seiner nicht ganz sonnensynchronen Bahn, und der damit verbundenen Zunahme in der Äquatorüberflugszeit um jährlich 47 min (Wentz, 1991), den Äquator um etwa 21:00 LST (aufsteigender Überflug) bzw. 09:00 LST (absteigender Überflug).

Das Mikrowellenradiometer empfängt die thermische Eigenstrahlung der Erde in sieben Kanälen. Bis auf die Frequenz 22.235 GHz (nur vertikal polarisiert) mißt der Sensor in allen anderen Frequenzen (19.35, 37.0 und 85.5 GHz) sowohl die horizontal als auch vertikal polarisierte Strahlung.

Die räumliche Auflösung der Pixel auf der Erdoberfläche (EFOV - *effective field of view*) ist frequenzabhängig und nimmt mit zunehmender Frequenz (abnehmende Wellenlänge) zu. Das Prinzip der SSM/I Messung und Aufnahmegeometrie ist schematisch in Abb. 4.3 dargestellt.

Die Antenne hat die Aufgabe, die ankommenden elektromagnetischen Wellen in Raumwellen umzuwandeln, damit sie dem Empfänger zugeführt werden können. Dort wird die im allgemeinen schwache Strahlungsleistung gleichgerichtet und verstärkt, wobei die Genauigkeit des Empfängers entscheidend für die erreichbare Genauigkeit der Messung ist.

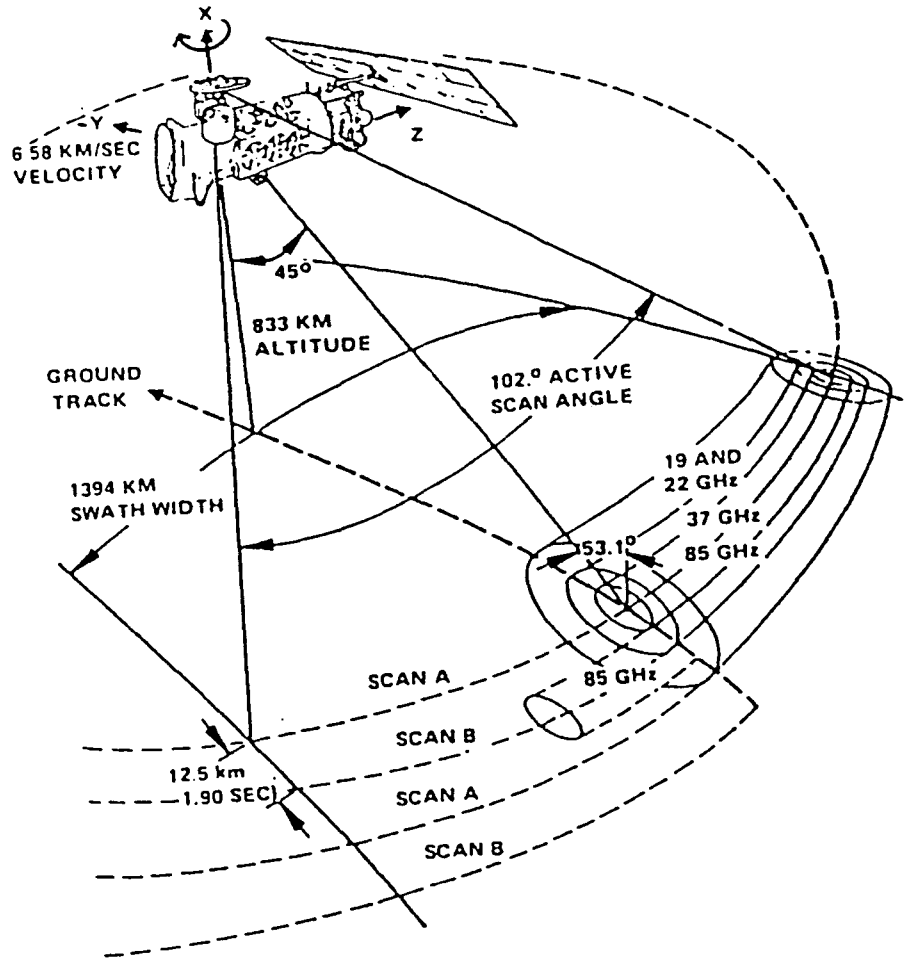


Abbildung 4.3: Orbit- und Scangeometrie des SSM/I (aus Hollinger et al., 1987)

Das Verhältnis zwischen Strahlbreite, Antennenfläche und Satellitenfootprint ist schematisch in Abb. 4.4 wiedergegeben. Die effektive Antennenfläche ist hier gegeben durch  $A_{eff}$  und steht in direkter Beziehung zum Antennengewinn ( $G(\mu, \phi)$ ) durch das Radiometer (Abb. 4.4):

$$A_{eff}(\mu, \phi) = \frac{\lambda^2}{4\pi} G(\mu, \phi) \quad (4.1)$$

wobei  $\mu$  der Zenitwinkel des Satelliten ( $\theta$  in der Abbildung),  $\phi$  der Azimutwinkel des Satelliten und  $\lambda$  die Wellenlänge ist. Somit ergibt sich bei zunehmender Wellenlänge  $\lambda$  und gleichbleibendem Gewinn  $G$  eine zunehmende Antennenfläche  $A_{eff}$ . Die damit verbundene zunehmende Strahlbreite führt zu einer schlechteren Bodenauflösung, was einem größeren

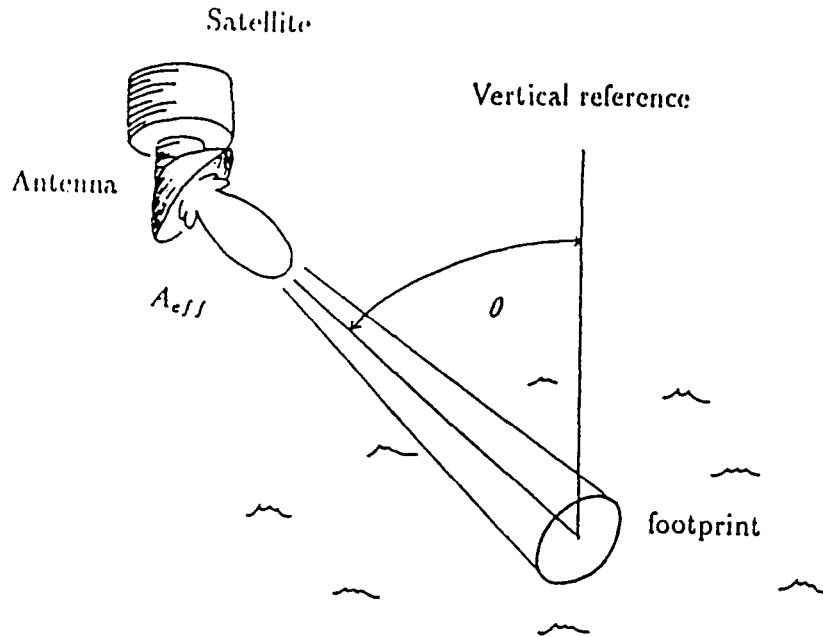


Abbildung 4.4: Verhältnis zwischen Strahlbreite, der effektiven Antennenfläche  $A_{eff}$  und dem Satellitenfootprint. Die Funktion  $A_{eff}$  ist mit der Verstärkung durch die Wellenlänge verbunden und besitzt Nebenkeulen (aus Karlsson, 1997)

Bodenpixel entspricht. Ein angenähertes Verhältnis um den Antennenöffnungswinkel auf den Boden zu projizieren und somit den Durchmesser  $d$  eines Bodenpixels zu bestimmen ist gegeben durch:

$$d = \frac{\lambda H}{D} \quad (4.2)$$

wobei  $H$  die Satellitenhöhe und  $D$  der Antennendurchmesser (65 cm) ist.

Neben der Antenne besteht das Radiometer im wesentlichen aus drei weiteren Komponenten: Dem Empfänger, der Datenerfassungsanlage und einer Auswerteeinheit. Die Antenne rotiert, mit einem Parabolspiegel auf einer Trommel montiert, kontinuierlich mit 31.6 Umdrehungen/min um die Achse des Satelliten, welche parallel zur Verbindung Satellit-Erdmittelpunkt verläuft. Mit dieser Geraden schließt der Antennenstrahl einen Winkel von  $45^\circ$  ein, wobei das Instrument nur angeschaltet wird, wenn es bezüglich der Flugrichtung nach vorne (beim älteren F8 nach hinten) schaut. Dies ergibt auf der Erdoberfläche einen nahezu konstanten Nadirwinkel von  $53.1^\circ$ , was den Vorteil hat, daß sowohl Form der Bodenpixel als auch die Länge der durchlaufenden Atmosphäre über die gesamte Abtastbreite des Scans nahezu konstant bleibt. Der Scan-Winkel beträgt  $102.4^\circ$ , was einer Bahn-Breite von 1396 km entspricht.

Mit der Kenntnis des Antennenblickwinkels oder des Nadirwinkels läßt sich nun eine etwas genauere Beziehung zwischen dem räumlichen Antennenstrahl und der entsprechenden Fläche auf der Erdoberfläche bestimmen. Dazu kann man sich eines einfachen trigonometrischen Modells bedienen (Sethmann, 1993, Abb. 4.5 und 4.6). Ausgehend von der Annahme der Erde als Kugel, können die Strecken  $s_y$  (große Halbachse) und  $s_x$  (kleine Halbachse) der footprints errechnet werden. Gegeben sind der Antennenblickwinkel ( $\alpha = 45^\circ$ ), die mittlere Flughöhe des Satelliten ( $h = 833 \text{ km}$ ) und der mittlere Erdradius ( $r_e = 6371 \text{ km}$ ), woraus sich  $a = r_e$  und  $c = r_e + h$  ergeben. Im folgenden soll nun aus dem Öffnungswinkel in vertikaler Richtung die große Halbachse des Bodenpixels berechnet werden. Zuerst muß die Länge des Antennenstrahls sowie der Winkel zwischen dem Lot zum Erdmittelpunkt und Blickrichtung zum Satelliten  $\gamma$  bekannt sein. Beide Variablen kann man mit dem Sinus- bzw. Cosinussatz der Trigonometrie bestimmen.

$$\frac{a}{c} = \frac{\sin \alpha}{\sin \gamma} \quad (4.3)$$

$$\gamma = \arcsin\left(\frac{c}{a} \sin \alpha\right) \quad (4.4)$$

Der arcsin liefert zwei gültige Lösungen, da aber der Winkel  $\gamma$  größer als  $90^\circ$  ist, betrachten wir nur die Lösung:

$$\gamma = 180^\circ - \arcsin\left(\frac{c}{a} \sin \alpha\right) \quad (4.5)$$

und aus der Ergänzung von  $\alpha$  und  $\gamma$  zu  $180^\circ$  ergibt sich  $\beta$ :

$$\beta = 180^\circ - \alpha - \gamma \quad (4.6)$$

Mit Hilfe des Kosinussatzes läßt sich nun die Länge des Antennenstrahls  $b$  berechnen:

$$b = \sqrt{a^2 + c^2 - 2ac \cos(\beta)} \quad (4.7)$$



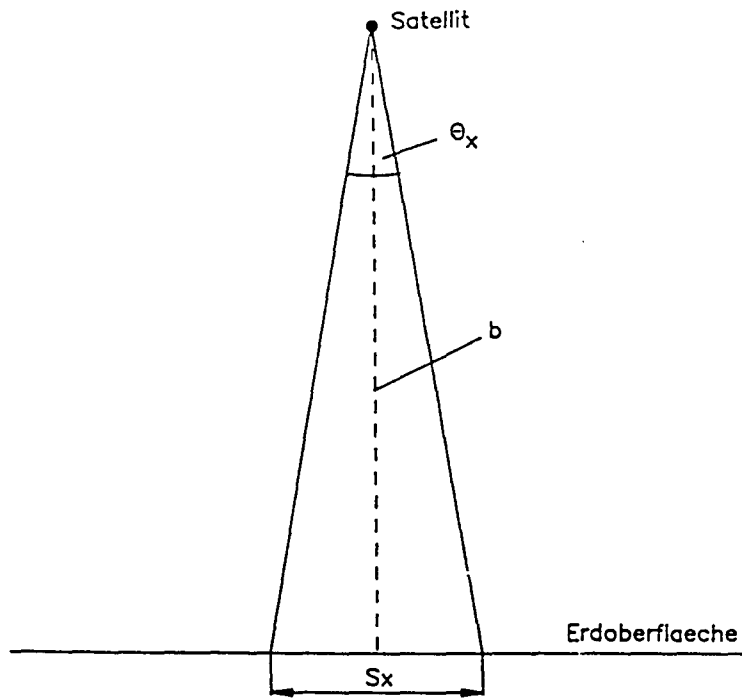


Abbildung 4.6: Berechnungsmodell Satellit/Erde quer zur Flugrichtung (nach Sethmann, 1993)

Mit dem Sinussatz wird nun  $s_1$ ,  $s_2$  und daraus dann die große Halbachse  $s_y$  bestimmt:

$$s_1 = b \frac{\sin(\theta_y/2)}{\sin(270^\circ - \theta_y/2 - \gamma)} \quad (4.8)$$

$$s_2 = b \frac{\sin(\theta_y/2)}{\sin(\gamma - \theta_y/2 - 90^\circ)} \quad (4.9)$$

$$s_y = s_1 + s_2 \quad (4.10)$$

$$s_y = b \sin(\theta_y/2) \left( \frac{1}{\sin(270^\circ - \theta_y/2 - \gamma)} + \frac{1}{\sin(\gamma - \theta_y/2 - 90^\circ)} \right) \quad (4.11)$$

Ähnlich kann nun auch die kleine Halbachse  $s_x$  bestimmt werden (Abb. 4.6). Sie ergibt sich mit:

$$s_x = 2b \tan(\theta/2) \quad (4.12)$$

Setzt man nun für  $\theta_y$  und  $\theta_x$  jeweils die Antennenöffnungswinkel bei 3 dB Dämpfung des Signals entlang und quer zur Flugrichtung an (Tab. 4.1), so ergeben sich die EFOV's projiziert auf die Erdoberfläche (kleine bzw. große Halbachsen) der einzelnen Kanäle wie sie in Tab. 4.1 angegeben sind.

Die Antennencharakteristiken für die 4 Frequenzen selbst wurden im Labor gemessen (Hollinger et al., 1987) und bezüglich der beiden Hauptachsen in Abb. 4.7 in Abhängigkeit des Abstands zum Pixelmittelpunkt wiedergegeben. Die vollständigen Antennencharakteristiken wurden durch Interpolation berechnet (Abb. 4.8)

Tabelle 4.1: *Charakteristische Größen des SSM/I-Instruments (nach Hollinger et al., 1987)*

Kanalfrequenz in GHz	Pol.	3 dB Strahlbreite in [°]		EFOV in km		Pixelabstand in km
		in	quer zur Flugrichtung	in	quer zur Flugrichtung	
19.35	v	1.86	1.93	69	43	25
19.35	h	1.88	1.93	69	43	25
22.235	v	1.60	1.83	60	40	25
37.0	v	1.00	1.27	37	28	25
37.0	h	1.00	1.31	37	28	25
85.5	v	0.41	0.60	15	13	12.5
85.5	h	0.42	0.60	15	13	12.5

Anteile jenseits der 3 dB Halbachsen können einen Beitrag zum Signal am Satelliten liefern. Berechnungen zeigen, daß die Summe der Beiträge innerhalb und außerhalb der 3 dB Pixelgrenze gleich sind, was vor allem in Landnähe zu Problemen führen kann (Lindau, persönliche Mitteilung).

Der Einfluß dieser Anteile ist im Regelfall gering, da über freien Wasserflächen nur im Bereich von Wolkenfeldern höhere Tb's auftreten, die durch ihren hohen Wert einen Beitrag liefern können. Da jedoch über Land die Helligkeitstemperaturen durch die hohen Emissivitäten ungefähr um 100 K höher als über Wasser sind, müssen in Landnähe auch Beiträge jenseits der 3 dB Schwächung des Signals beachtet werden.

Besonders über gering ausgedehnten Wasserflächen wie der Ostsee, sind die Helligkeitstemperaturen weitgehend von Land beeinflusst. Dieser Landeinfluß bedarf einer besonderen Beachtung.

Da, wie erwähnt, die räumliche Auflösung der Bodenpixel frequenzabhängig ist, werden beim Durchlauf eines Scans die einzelnen Kanäle zum Teil unterschiedlich erfaßt. Während für die niedrigen Frequenzen sowohl horizontal als auch vertikal jeweils 64 Pixel aufgenommen werden, ist die Abtastung für die 85.5 GHz Kanäle doppelt so hoch (128 Pixel). Die Abtast-Rate entlang der Flugrichtung des Satelliten ist ebenfalls für 85.5

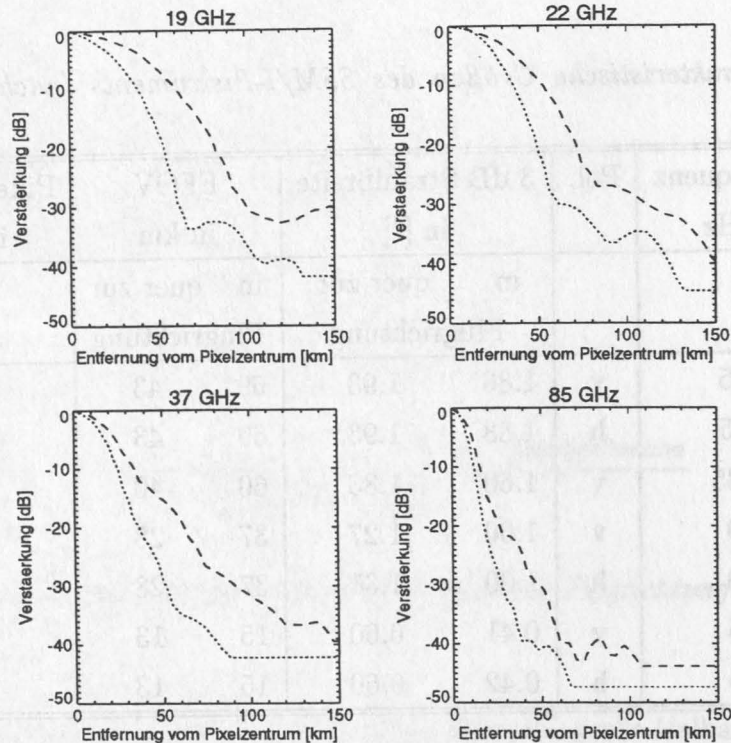


Abbildung 4.7: Schnitte durch die Antennencharakteristiken der einzelnen Kanäle entlang (große Halbachse, gestrichelt) und quer (kleine Halbachse, punktiert) zur Flugrichtung in Abhängigkeit zur Entfernung vom Pixelzentrum (nach Daten aus Hollinger et al., 1987).

GHz doppelt so groß wie für die niederfrequenten Kanäle. Die Scans, in denen alle sieben Kanäle erfasst werden, nennt man A-Scan-Daten diejenigen, die nur die 85.5 GHz erfassen, heißen B-Scan-Daten. Der Abstand der Pixelzentren beträgt für die A-Scan-Daten etwa 25 km und für die B-Scan-Daten etwa 12.5 km (siehe Abb. 4.3).

#### 4.2.1 Aufbereitung der Satellitendaten

Wegen der unterschiedlichen räumlichen Auflösung in den einzelnen Kanälen müssen die Satellitendaten für die Anwendung, d.h. zum Vergleich mit den REMO-Ergebnissen über der Ostsee, vorverarbeitet werden. Dies hat zwei Gründe:

1. Für den Vergleich von gemessenen und modellierten Helligkeitstemperaturen sollten die gemessenen SSM/I-Daten aller Kanäle in gleicher Auflösung vorliegen, damit alle die gleiche Fläche erfassen. Vor allem für horizontal inhomogene Parameter wie Wolkenwasser und Regen ist dies wichtig. Kleinräumige Wolkenstrukturen können



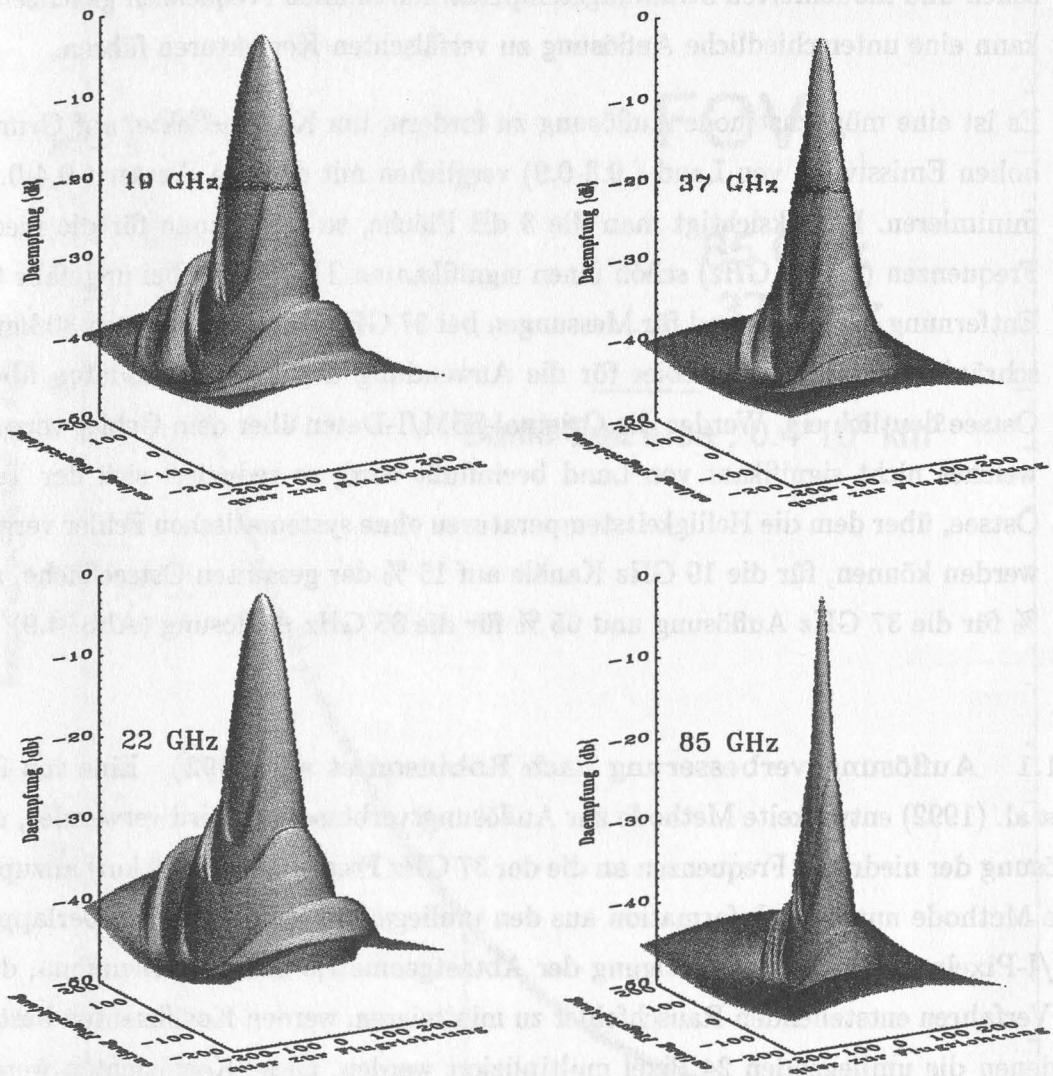


Abbildung 4.8: Interpolierte Antennencharakteristik (EFOV) der einzelnen Kanäle in Abhängigkeit zur Entfernung zum Pixelzentrum (nach Daten aus Hollinger et al., 1987).

so zum Beispiel in den niedrigen Frequenzen (geringe Auflösung) durch einen Helligkeitstemperaturanstieg zu erkennen sein, während die hohen Frequenzen (hohe Auflösung) unbeeinflusst bleiben, weil sie Wolken gar nicht mehr erfassen. Berücksichtigt man für die Validierung der REMO-Daten die Differenzen zwischen gemessenen und modellierten Strahlungstemperaturen in allen Frequenzen gleichzeitig, so kann eine unterschiedliche Auflösung zu verfälschten Korrekturen führen.

2. Es ist eine möglichst hohe Auflösung zu fordern, um Küsteneffekte, auf Grund der hohen Emissivität von Land ( 0.8-0.9) verglichen mit der von Wasser ( 0.4-0.6), zu minimieren. Berücksichtigt man die 3 dB Fläche, so erhält man für die niedrigen Frequenzen (19, 22 GHz) schon einen signifikanten  $T_b$ -Anstieg bei ungefähr 60 km Entfernung zur Küste und für Messungen bei 37 GHz erst etwa bei etwa 30 km. Dies schränkt das mögliche Gebiet für die Anwendung der Mikrowellendaten über der Ostsee deutlich ein. Werden die Original-SSM/I-Daten über dem Gebiet verwendet, welches nicht signifikant von Land beeinflusst wird, so reduziert sich der Teil der Ostsee, über dem die Helligkeitstemperaturen ohne systematischen Fehler verglichen werden können, für die 19 GHz Kanäle auf 15 % der gesamten Ostseefläche, auf 40 % für die 37 GHz Auflösung und 65 % für die 85 GHz Auflösung (Abb. 4.9).

**4.2.1.1 Auflösungsverbesserung nach Robinson et al. (1992)** Eine von Robinson et al. (1992) entwickelte Methode zur Auflösungsverbesserung wird verwendet, um die Auflösung der niedrigen Frequenzen an die der 37 GHz Frequenz (37 x 29 km) anzupassen. Diese Methode nutzt die Information aus den umliegenden und sich z.T. überlappenden SSM/I-Pixeln. Unter Berücksichtigung der Abtastgeometrie und dem Bemühen, den bei dem Verfahren entstehenden Rauschfehler zu minimieren, werden Koeffizienten bestimmt, mit denen die umliegenden 24 Pixel multipliziert werden. Diese Koeffizienten werden so gewählt, daß die Differenz zwischen der Antennenfunktion der jeweiligen Meßfrequenz und einer gewählten Antennenfunktion (z.B. 37 GHz), unter Berücksichtigung des Radiometerrauschens, minimiert wird. Das zu korrigierende Pixel ergibt sich dann aus dem gewichteten Mittel der mit den Koeffizienten multiplizierten Helligkeitstemperaturen. Dieses Verfahren wurde über der Ostsee getestet, und es zeigt sich als ein Beispiel für den Abendüberflug vom 01.05.93, eine Korrektur der Helligkeitstemperaturen nahe der Küste von 4 bis 16 K für 19 GHz (V)ertikal polarisiert und von 1 bis 4 K für 22 GHz (V)

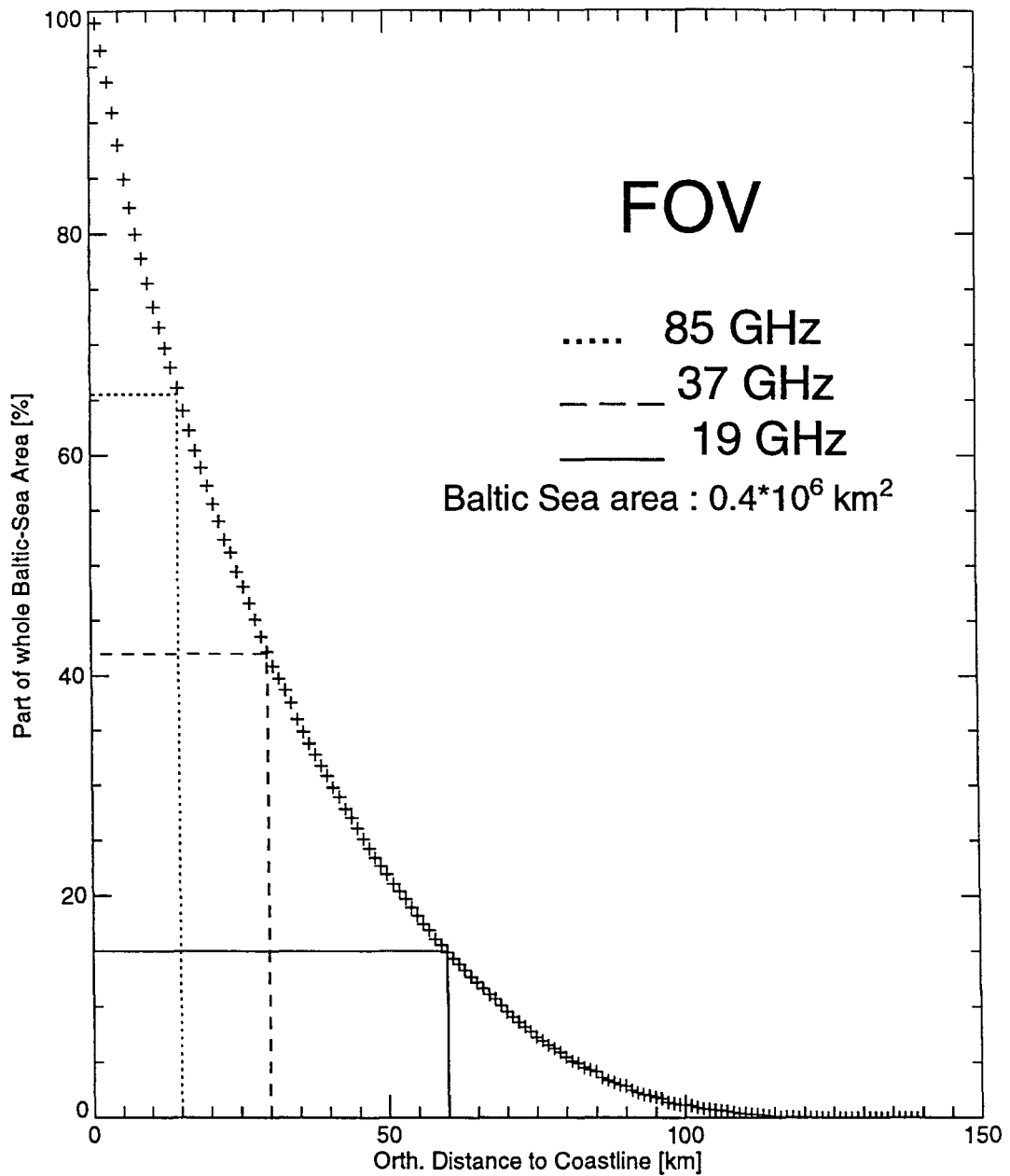
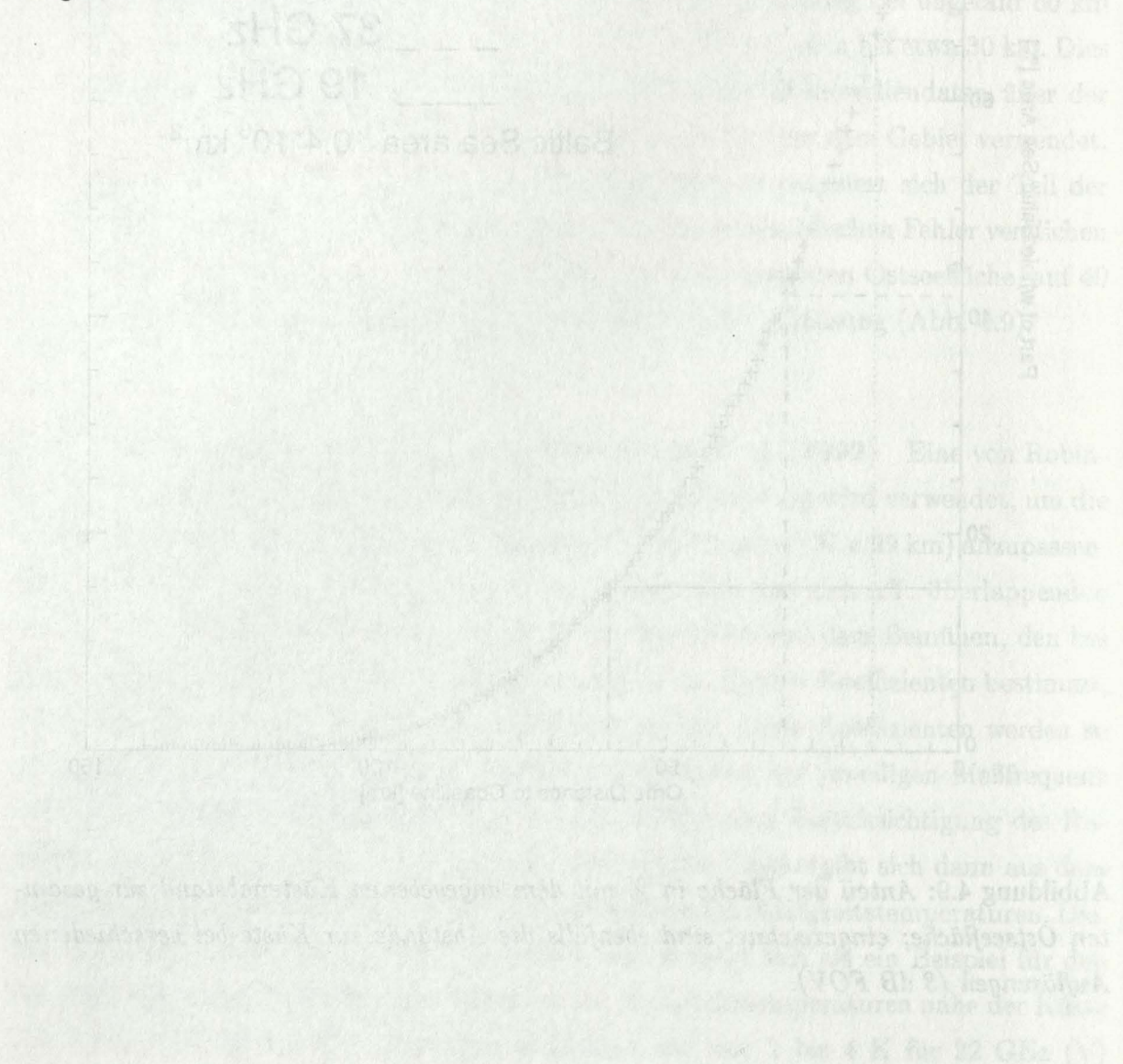


Abbildung 4.9: Anteil der Fläche in % mit dem angegebenen Küstenabstand zur gesamten Ostseefläche; eingezeichnet sind ebenfalls die Abstände zur Küste bei verschiedenen Auflösungen (3 dB FOV).

(Abb. 4.10). Diese Korrektur resultiert in einer Differenz im küstennahen Gesamtwas-  
 serdampfgehalt von über  $1 \text{ kg/m}^2$ . Für bestimmte Situationen können diese Differenzen  
 sogar größer sein. Bei Entfernungen von der Küste größer als 30 km ergeben sich nur ge-  
 ringe Unterschiede zwischen korrigierten und unkorrigierten Helligkeitstemperaturen bzw.  
 geophysikalischen Parametern. Das Ergebnis beweist, daß dieses Verfahren geeignet ist,  
 die Helligkeitstemperaturen der niedrigen Frequenzen derart zu korrigieren, daß die aus  
 ihnen mit geeigneten Algorithmen ermittelten geophysikalischen Parameter bis zu einer  
 Entfernung von 30 km zur Küste ohne systematischen Fehler durch Landeinfluß bestimm-  
 bar sind. Zudem liegen nun alle Kanäle in gleicher Auflösung vor und 'sehen' somit auch  
 das gleiche Gebiet.





1. May , 1993, REMO-Grid

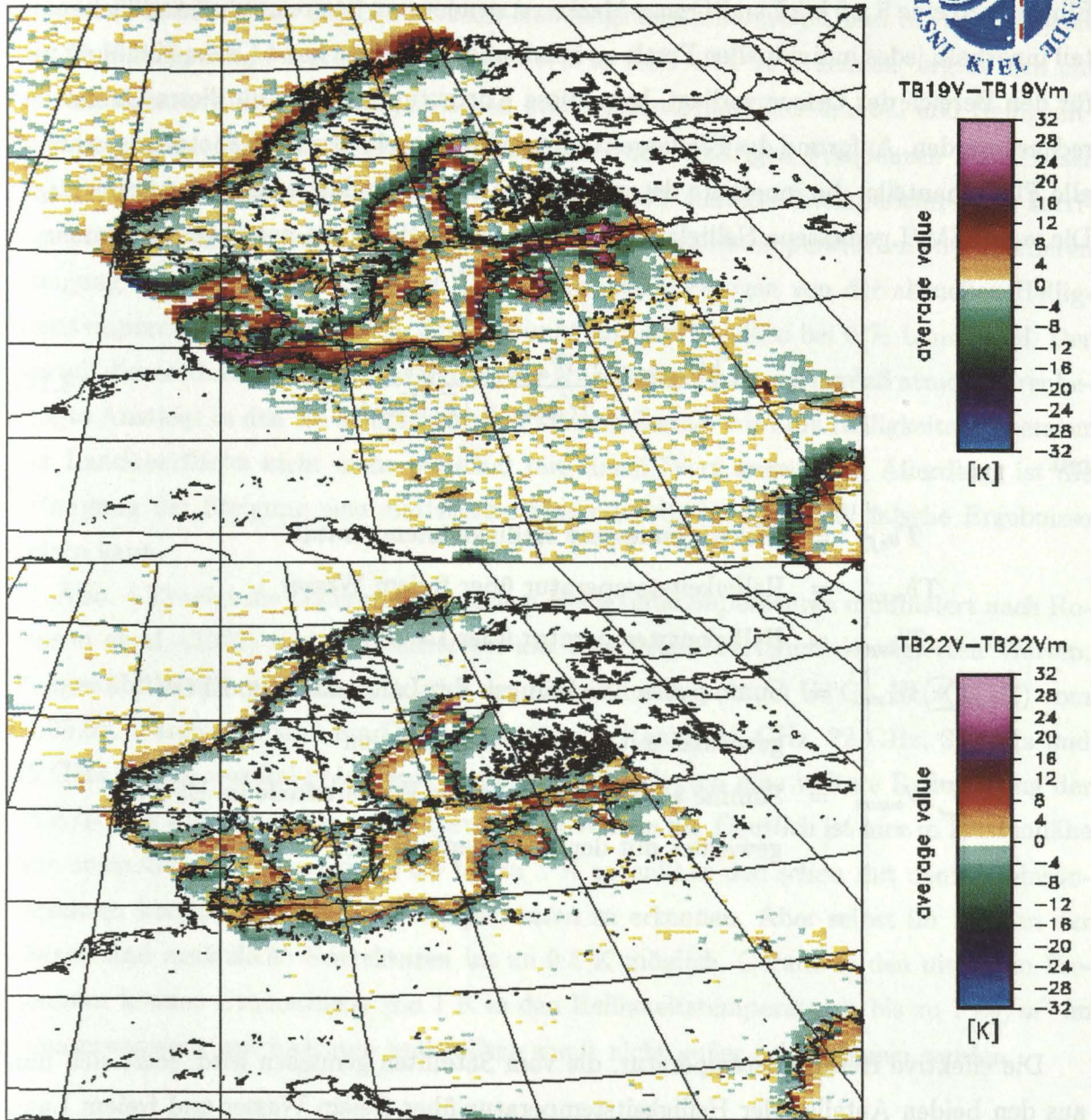


Abbildung 4.10: Effekt des Verfahrens nach Robinson et al. (1992) als Differenz zwischen den gemessenen Helligkeitstemperaturen und denen, die mit diesem Verfahren korrigiert wurden. Für die Kanäle: 19 GHz V (oben), 22 GHz V (unten). (für 01.05.93, 18:54 - 19:04 UTC)

**4.2.1.2 Minimierung des Landeinflusses** Eine zusätzliche Möglichkeit, den Landeinfluß zu minimieren bzw. eliminieren, besteht in der Berechnung des Landanteils in jedem Footprint. Nach Bestimmung der exakten Position und Orientierung der Footprint Ellipse wird eine 5 x 5 km Land-Ozean-Maske verwendet, um den relativen Landflächenanteil innerhalb jedes individuellen Pixels zu bestimmen. Da diese Land-Ozean-Kennung nur für den Bereich der Ostsee vorliegt, kann diese Korrektur auch nur für dieses Gebiet berechnet werden. Aufgrund des Einflusses von Anteilen jenseits des 3 dB Footprints, werden alle Flächenanteile, die innerhalb der gesamten Antennenfunktion liegen, berücksichtigt. Die vom SSM/I gemessene Helligkeitstemperatur setzt sich dann wie folgt zusammen:

$$Tb_{eff} = \frac{Tb_{ocean} \cdot \sum W_{ocean} + Tb_{land} \cdot \sum W_{land}}{\sum W_{ocean} + \sum W_{land}} \quad (4.13)$$

mit

$$\begin{aligned} Tb_{eff} &= \text{effektiv gemessene Helligkeitstemperatur} \\ Tb_{ocean} &= \text{Helligkeitstemperatur über freiem Wasser} \\ Tb_{land} &= \text{Helligkeitstemperatur über Land} \\ \sum W_{land} &= \text{Summe aller Wichtungen der Landanteile im EFOV} \\ &\quad \text{gewichtet mit der Antennenfunktion} \\ \sum W_{ocean} &= \text{Summe aller Wichtungen der Wasseranteile im EFOV} \\ &\quad \text{gewichtet mit der Antennenfunktion} \end{aligned}$$

Die effektive Helligkeitstemperatur, die vom Satelliten gemessen wird, setzt sich nun aus den beiden Anteilen der Helligkeitstemperatur über freiem Wasser und freiem Land zusammen. Die gesuchte (synthetische) Helligkeitstemperatur, wie sie über freiem Wasser herrschen würde, wenn sie nicht von Land beeinflusst wäre, erhält man nun, in dem man Gleichung 4.13 nach  $T_{ocean}$  auflöst. Die Helligkeitstemperatur über Land kann mit guter Näherung für die niedrigen Frequenzen auf 280 K und für die 85 GHz Kanäle auf 290 K gesetzt werden.

Eine weitere Möglichkeit eine derartige Korrektur vorzunehmen, nutzt den Zusammenhang zwischen prozentualem Landanteil und Helligkeitstemperatur. Wie bei dem ersten Verfahren wird der prozentuale Landflächenanteil (in Bezug auf die Gesamtfläche im Bodenpixel) ebenfalls aus der Land-Ozean-Kennungsmaske berechnet und in Abhängigkeit der Helligkeitstemperaturen aufgetragen. Wie in Abb 4.11 zu erkennen, ergibt sich ein nahezu linearer Zusammenhang zwischen prozentualem Landflächenanteil und Helligkeitstemperaturen. Dieser fällt etwas deutlicher bei den niedrigen Frequenzen aus. Dieser lineare Zusammenhang kann genutzt werden, um die Helligkeitstemperaturen zu korrigieren. Dazu wird der Landanteil einer aktuellen Helligkeitstemperatur mit der mittleren Steigung der Geraden multipliziert. Dieses Produkt abgezogen von der aktuellen Helligkeitstemperatur ergibt dann den Schnittpunkt mit der Y-Achse bei 0 % Landanteil. Der Vorteil dieser Methode gegenüber der vorher vorgestellten liegt darin, daß atmosphärenbedingte Anstiege in den Tb's berücksichtigt werden. Zudem wird die Helligkeitstemperatur der Landoberfläche nicht mehr pauschal mit einem Wert angegeben. Allerdings ist die Erlangung der Steigung eine statistische Methode, die im Einzelfall falsche Ergebnisse liefern kann.

Abb. 4.12 zeigt die Differenzen zwischen Helligkeitstemperaturen modifiziert nach Robinson et al. (1992) und den zusätzlich mit dem neuen Verfahren korrigierten Werten. Ausgewählt wurde als Beispiel wieder der Abendüberflug (18:54 UTC - 19:06 UTC) vom 01.05.93. Dargestellt sind die Differenzen für die Kanäle 19 GHz, 22 GHz, 37 GHz und 85 GHz jeweils vertikal polarisiert. Negative Werte deuten eine weitere Reduzierung der SSM/I-Tb's gegenüber den schon korrigierten Werten an. Deutlich ist hier in Küstennähe eine zusätzliche Abnahme der Tb's bis zu 1 K gegenüber den schon mit dem Robinsonverfahren korrigierten Helligkeitstemperaturen zu erkennen. Aber selbst im Inneren der Ostsee sind zusätzliche Korrekturen bis zu 0.5 K möglich. Gerade in den niedrigen Frequenzen können Unterschiede von 1 K in den Helligkeitstemperaturen bis zu  $1 \text{ kg/m}^2$  im Gesamtwasserdampf bedeuten und sollten somit nicht außer acht gelassen werden.

**4.2.1.3 Zenitwinkelkorrektur** Weitere systematische Unterschiede findet Fuhrhop (1995) bei der Fehleranalyse der SSM/I-Messungen des F10 und F11. Die beobachteten Zenitwinkel der Radiometer auf F10 und F11 zeigen unterschiedliche Variationen und mittlere Abweichungen vom nominalen Wert ( $53.1^\circ$ ). Die Empfindlichkeit der Helligkeitstemperaturen bezüglich einer Zenitwinkelvariation hängt im wesentlichen von zwei Fak-



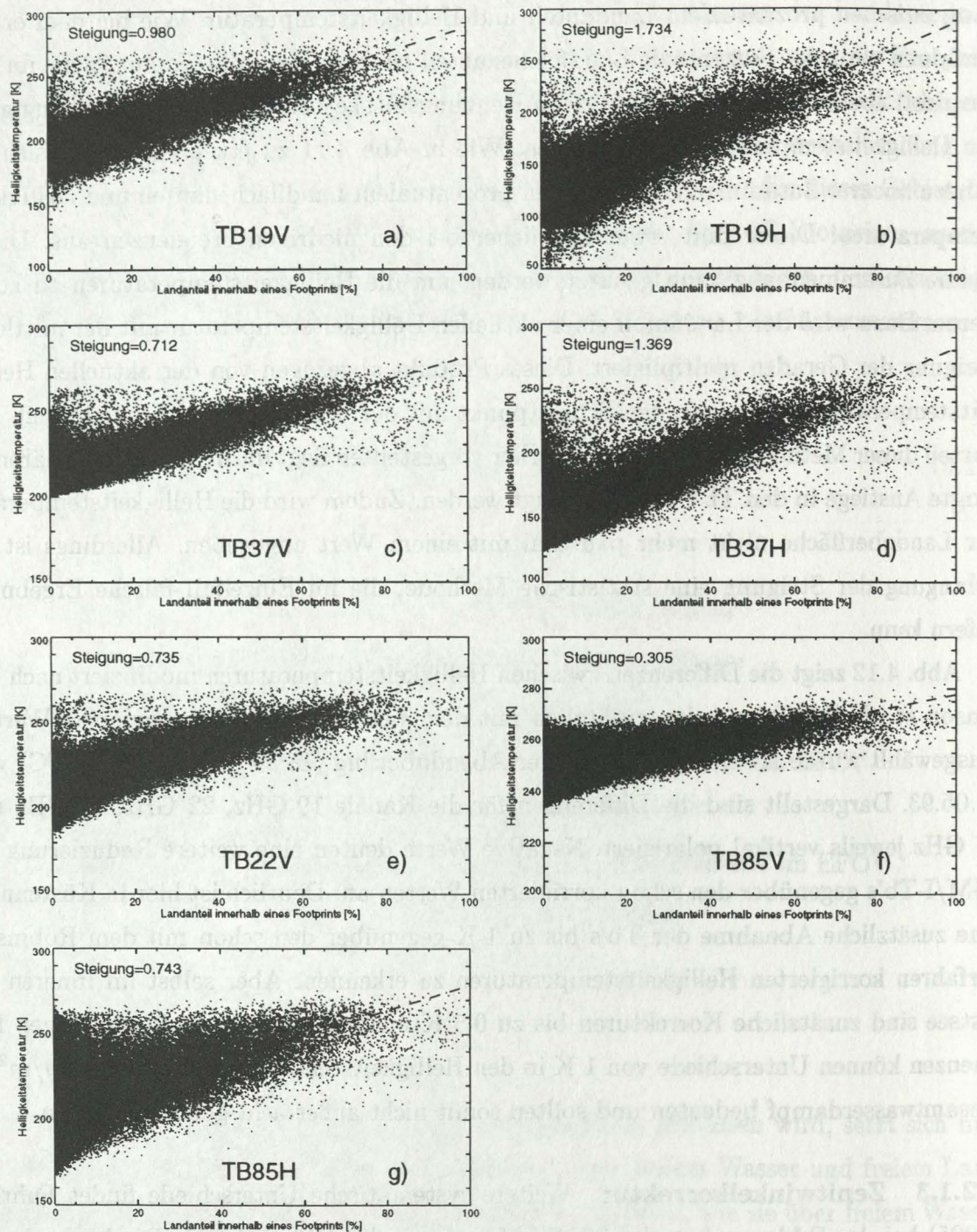


Abbildung 4.11: Helligkeitstemperaturen aufgetragen gegen den prozentualen Landanteil für die einzelnen Frequenzen für das Gebiet der Ostsee (Mai und Juni 1993). Die Regressionsgerade ist gestrichelt dargestellt.



1. May , 1993, REMO-Grid

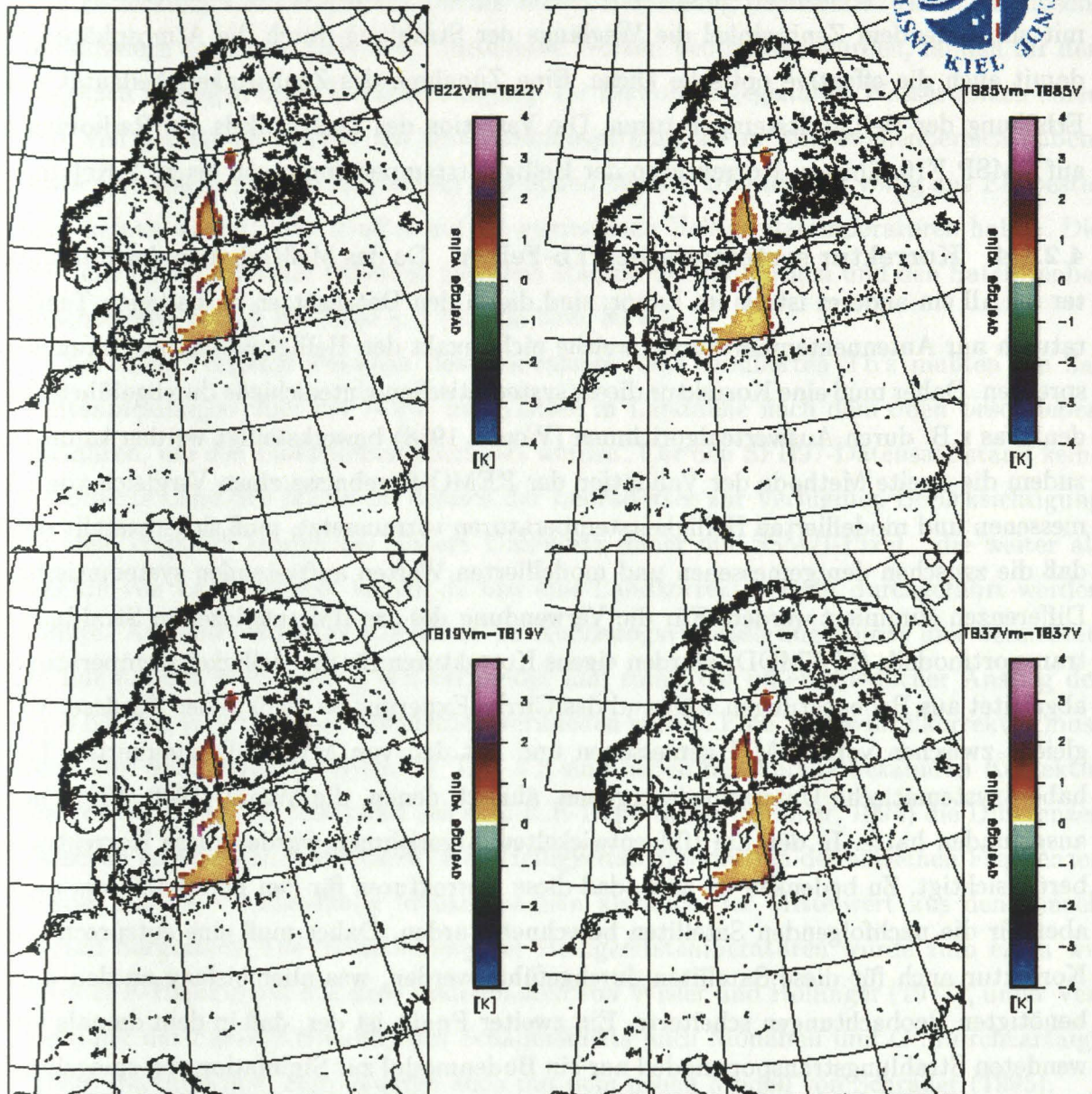


Abbildung 4.12: Effekt der Landkorrektur als Differenz zwischen den Helligkeitstemperaturen modifiziert nach Robinson et al. (1992) und denen, die noch zusätzlich mit dem neuen Verfahren korrigiert wurden. Für die vertikal polarisierten Kanäle: 19 GHz (unten links), 22 GHz (oben links), 37 GHz (unten rechts), 85 GHz (oben rechts). (für 01.05.93, 18:54 - 19:04 UTC)

toren ab: Zum einen bewirkt eine Zenitwinkeländerung eine Änderung der Oberflächenreflexion, dabei ist die vertikal polarisierte Komponente stark abhängig, die horizontale Komponente nahezu unabhängig, von der Windgeschwindigkeit; zum anderen erhöht sich mit zunehmendem Zenitwinkel die Weglänge der Strahlung durch die Atmosphäre und damit auch die effektive optische Dicke. Eine Zunahme des Zenitwinkels bedeutet eine Erhöhung der Helligkeitstemperaturen. Die Variation des Zenitwinkels des Radiometers auf DMSP F10 führt zu Korrekturen der Helligkeitstemperaturen von bis zu 2 Kelvin.

**4.2.1.4 Korrektur systematischer Tb-Fehler** Da das Meßverhalten der Radiometer im All ein anderes ist als im Labor, sind die in den Datensätzen enthaltenen Temperaturen nur Antennentemperaturen, welche nicht exakt den Helligkeitstemperaturen entsprechen. Daher muß eine Korrektur dieser systematischen Unterschiede durchgeführt werden, was z.B. durch Auswertelgorithmen (Wentz, 1988) bewerkstelligt werden kann. Da zudem die zweite Methode der Validation der REMO-Ergebnisse einen Vergleich von gemessenen und modellierten Helligkeitstemperaturen voraussetzt, muß sichergestellt sein, daß die zwischen den gemessenen und modellierten Werten auftretenden systematischen Differenzen eliminiert werden. Für die Verwendung des am IfM entwickelten Strahlungstransportmodells (MWMOD) wurden eigens Korrekturen für die Helligkeitstemperaturen abgeleitet aus Beobachtungen während des Cirrus Experiments 1989 in der Nordsee. Vergleiche zwischen vom SSM/I gemessenen und mit den von MWMOD simulierten Tb's haben systematische Unterschiede ergeben, ähnlich denen, die Wentz (1988, 1991) herausgefunden hatte. In den am IfM entwickelten Algorithmen wurden diese Korrekturen berücksichtigt. Zu bedenken ist aber, daß diese Korrekturen für den F08 Satelliten, nicht aber für die nachfolgenden Satelliten berechnet wurden. Daher muß eine entsprechende Korrektur auch für diese Satelliten durchgeführt werden, was aber bislang an den dazu benötigten Beobachtungen scheiterte. Ein zweiter Punkt ist der, daß in dem damals verwendeten Strahlungstransportmodell nur ein Bodenmodul zur Simulation von spiegelnder Reflexion eingebunden war, was nicht die Modifizierung der Strahlung durch unterschiedliche Wellenspektren und Schaumbildung an der Wasseroberfläche berücksichtigt. Ein Bodenmodell, welches diese Einflüsse auf die emittierte Bodenstrahlung berücksichtigt, wurde zwischenzeitlich am IfM entwickelt und in das MWMOD implementiert.

Zwischen 1995 und 1997 fanden 4 verschiedene Meßkampagnen (Tab. 4.2) im Bereich der Nord- und Ostsee sowie in der Labradorsee statt; dabei wurden zu den Satelli-



tenüberflügen gleichzeitig Radiosondenaufstiege durchgeführt. Zur Korrekturbestimmung wurden nur solche Radiosondenaufstiege ausgewählt, die wolkenfrei waren oder bei denen eine Bedeckung von weniger als  $3/8$  der hohen Bewölkung beobachtet wurde. Radiosondenaufstiege bei denen tiefe bzw. mittelhohe Wolken beobachtet wurden, fanden für den Vergleich hingegen keine Berücksichtigung. Da Eiswolken gegenüber Wasserwolken einen sehr viel geringeren Einfluß auf den Strahlungstransport im Mikrowellenbereich haben, sollte eine solche geringe Bedeckung von hohen Wolken (die nahezu völlig aus Eis bestehen) keinen wesentlichen Einfluß auf die gemessenen Helligkeitstemperaturen haben. Die zeitliche bzw. räumliche Differenz zwischen Radiosondenaufstiegen und den Satellitenbeobachtungen betrug maximal  $\pm 1$  Stunde bzw. 30 km.

Vor dem Vergleich zwischen den gemessenen und simulierten Tb's mußten die Satellitenmessungen über der Nord- und Ostsee in Landnähe nach dem oben beschriebenen Verfahren, um den Landeinfluss korrigiert werden. Für den SFB97-Datensatz stand keine detaillierte Land-See-Maske im Bereich der Labradorsee zur Verfügung. Berücksichtigung für den Vergleich fanden bei diesem Datensatz daher nur SSM/I-Pixel, die weiter als 100 km von Land entfernt waren, da hier eine Landkorrektur nicht durchgeführt werden konnte. Auf eine vorherige Korrektur zu Auflösungsverbesserung wurde hier verzichtet, da nur nahezu wolkenfreie Pixel verwendet und somit ein unterschiedlicher Anstieg der Tb's bei den verschiedenen Frequenzen vermieden wurde. Eine Zenitwinkelkorrektur muss auch hier durchgeführt werden. In Tab. 4.3 sind neben den bereits bekannten Korrekturen von Wentz (1988, 1991) und aus dem ICE-Experiment (Simmer, 1994) die Differenzen zwischen gemessenen und modellierten Helligkeitstemperaturen der einzelnen Frequenzen sowohl für die verschiedenen Meßkampagnen als auch der Mittelwert aus den Einzelwerten dargestellt. Die Modellierung der Helligkeitstemperaturen wurde zum einen wie beim ICE-Experiment mit dem Bodenmodell von Wisler und Hollinger (1977), unter Verwendung der Parametrisierung des Schaumeffekts nach Monahan und O'Muircheartaigh (1986) durchgeführt, zum anderen auch mit dem neuen Modell von Schrader (1995).

Im Gegensatz zum ICE-Experiment, wo nur Messungen des heute nicht mehr funktionsfähigen DMSP F8 zur Verfügung standen, konnte bei den nachfolgenden Kampagnen auf die verschiedenen Satelliten F10, F12, F13 zurückgegriffen und eine somit statistisch signifikantere Untersuchung durchgeführt werden.

Die systematischen Fehler der einzelnen Frequenzen für die einzelnen Meßkampagnen unterscheiden sich in den meisten Fällen nur wenig, was zeigt, daß die beim ICE-

Tabelle 4.2: *Durchgeführte Meßkampagnen des IfM (1995-1997)*

Meßkampagne	Zeitraum	Bereich
PIDCAP (PID)	20.08.95 - 05.09.95	Ostsee
ALKOR96 (ALK)	18.06.96 - 05.07.96	Ostsee
CLOREVAL (CLO)	14.10.96 - 25.10.96	Nordsee
SFB97 (SFB)	04.07.97 - 10.08.97	Labradorsee

Experiment für die niedrigen Frequenzen abgeleiteten Korrekturen, trotz der geringen Anzahl der Meßwerte, bislang eine gute Korrektur darstellten (Tab. 4.3). Lediglich beim CLOREVAL-Experiment treten Differenzen auf, die sich sowohl in den absoluten Werten als auch teilweise in den Vorzeichen von den anderen Meßkampagnen unterscheiden. Dies trifft auch für die Ergebnisse mit den beiden Bodenmodellen zu. Zu erkennen ist weiterhin, daß die 85 GHz Kanäle doch deutlich größere Unterschiede (7-9 Kelvin) zwischen den Polarisationen als die niedrigen Frequenzen besitzen. Dies könnte tatsächlich an Meßfehlern am SSM/I-Instrument liegen. Da allerdings für diese Korrektur Messungen von allen drei verfügbaren Satelliten (F10, F12, F13) zur Verfügung standen, ist die Wahrscheinlichkeit relativ gering, daß alle drei Satelliten diese großen Unterschiede zeigen. Vielmehr kann vermutet werden, daß das im MWMOD verwendete Liebe-Absorptionsmodell für diese großen Unterschiede verantwortlich ist. Möglicherweise gilt dies auch in abgeschwächter Form für die niedrigen Frequenzen. Weitere Untersuchungen sollten dabei für Klärung sorgen.

Für die Korrektur der systematischen Fehler werden in dieser Arbeit die mittleren Korrekturen aus allen vier Meßkampagnen verwendet, die mit dem Wisler/Hollinger-Bodenmodul (1977) abgeleitet wurden (Tab. 4.3).

Diese hier vorgestellten Korrekturen müssen nun vor der weiteren Verwendung auf die gemessenen Helligkeitstemperaturen angewendet werden. Zuerst werden die  $T_b$ 's nach 4.2.1.1 auf eine einheitliche Auflösung gebracht, danach wird der Landeinfluß im Bereich der Ostsee nach 4.2.1.2 für die nun erreichte Auflösung des 37 GHz Kanals minimiert. Es folgt die Zenitwinkelkorrektur nach 4.2.1.3 und zum Schluß eine systematische Korrektur nach 4.2.1.4. Diese korrigierten Helligkeitstemperaturen stehen nun für die weitere

Tabelle 4.3: Differenzen zwischen gemessenen und aus Radiosondenaufstiegen modellierten Helligkeitstemperaturen für die einzelnen Meßkampagnen.  $\Delta\overline{Tb}$  = mittlere Korrektur aus den vier Einzelwerten. Die vorletzte Spalte gibt die von Simmer (1989), die letzte Spalte die von Wentz (1988,1991) abgeleiteten Korrekturen wieder. Die Spalte Boden-Mod. verweist auf das verwendete Modell für die Emission der Wasseroberfläche: WH/MO nach Wisler und Hollinger (1977) und Schr. nach Schrader (1995)

Tb	Boden-Mod.	PID	ALK	CLO	SFB	$\Delta\overline{Tb}$	ICE89	Wentz '88	Wentz '91
19V	WH/MO	+3.3	+2.5	+1.4	+2.6	+2.5	+3.3	+2.0	+2.0
	Schr.	+3.0	+2.6	+1.4	+2.7	+2.4			
19H	WH/MO	+2.3	+2.6	-0.3	+3.6	+2.1	+2.7	+2.3	+3.5
	Schr.	+0.0	+1.3	-1.8	+2.2	+0.4			
37V	WH/MO	-1.6	-2.6	-3.4	-2.5	-2.5	-1.8	-1.2	-1.6
	Schr.	-0.7	-1.4	-2.0	-1.3	-1.4			
37H	WH/MO	-1.2	-2.0	-3.8	+0.3	-1.8	-0.9	-1.2	-0.2
	Schr.	-3.2	-3.3	-5.4	-1.1	-3.3			
22V	WH/MO	+2.3	+2.5	-0.9	+2.4	+1.6	+2.4	+2.7	+1.3
	Schr.	+1.4	+2.0	-1.5	+0.8	+0.7			
85V	WH/MO	-0.9	-3.0	+1.5	-1.9	-1.1	?	?	?
	Schr.	+1.5	+1.7	-0.1	+0.7	+1.0			
85H	WH/MO	+6.3	+8.0	+3.2	+8.5	+6.5	+5.4	?	?
	Schr.	+6.2	+9.1	+4.8	+9.6	+7.4			

Verwendung zur Verfügung und sollten gegenüber modellierten Tb's keine systematischen Abweichungen mehr besitzen und nur noch geringe Fehler im Bereich des Radiometerrauschens aufweisen.

### 4.3 Wassertemperatur abgeleitet aus Beobachtungen des Advanced Very High Resolution Radiometers

Neben den Helligkeitstemperaturen des SSM/I stehen Messungen des AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) zur Verfügung, aus denen die Wassertemperatur (SST)

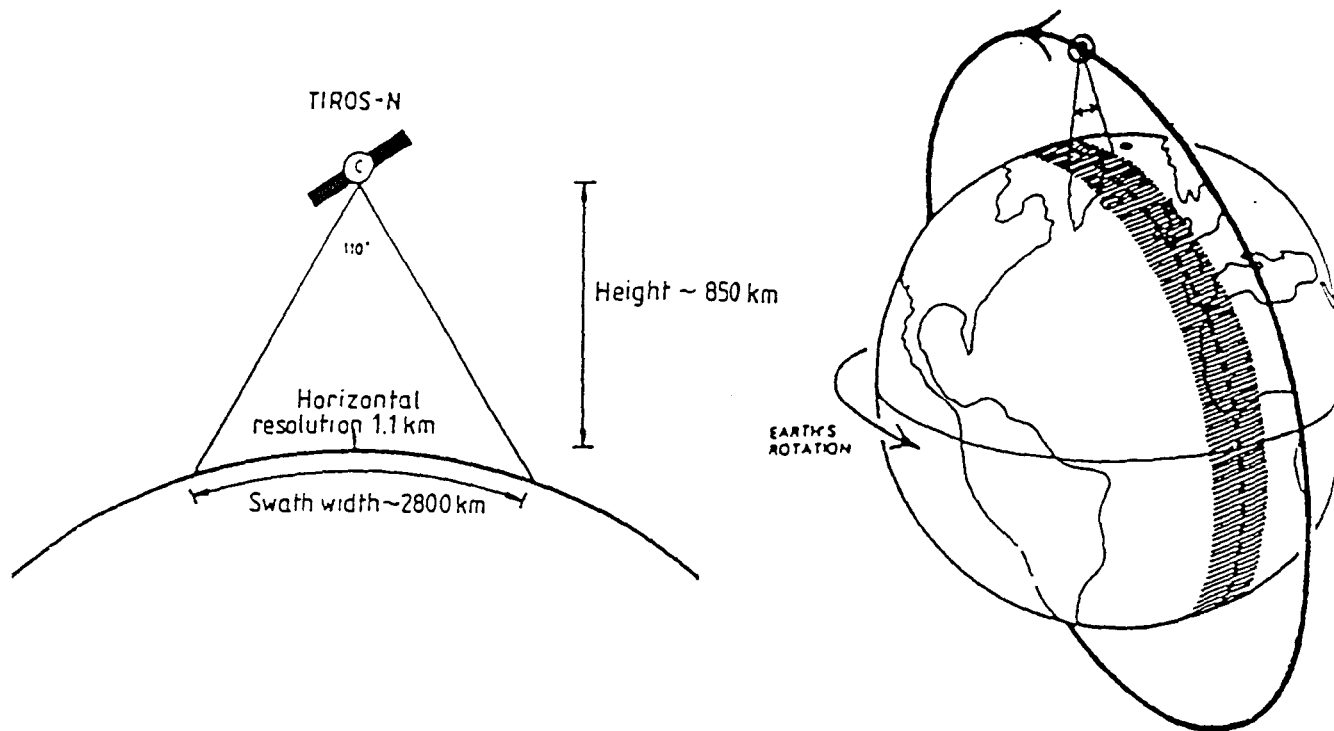


Abbildung 4.13: *Scangeometrie des AVHRR-Instruments (aus Karlsson, 1997)*

abgeleitet werden kann. Das AVHRR mißt im Gegensatz zum SSM/I im sichtbaren und infraroten Wellenlängenbereich. Es fliegt auf einem polarumlaufenden NOAA-Satelliten und ist, anders als der SSM/I, ein cross-track scanner, d.h. er scannt unter einem Nadir-Blickwinkel quer zur Flugrichtung von links nach rechts, wobei die Scan-Breite ungefähr 2800 km beträgt (Fig. 4.13). Da der Antennenöffnungswinkel während des Scans konstant bleibt, variiert die horizontale Pixelauflösung am Boden zwischen 1.1 km (Nadir) und ungefähr 5 km (Scan-Ende). Für ein AVHRR-Pixel kann nun unter Verwendung der Kanäle 4 ( $10.3 - 11.3 \mu m$ ) und 5 ( $11.4 - 12.4 \mu m$ ) im IR-Bereich sowie den umliegenden Pixeln ( $3 \times 3$  Gebiet) mit hoher Genauigkeit (etwa 1 K) die Wasseroberflächentemperatur berechnet werden. Dies ist aber nur im wolkenfreien Fall möglich. Für den Bereich der Ostsee und der Nordsee werden daher vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie in Hamburg (BSH) Wochenwerte für die einzelnen Pixel errechnet. Innerhalb einer Woche sollte somit für das gesamte Gebiet zumindest einmal ein SST-Wert berechnet werden können. Ist für diesen Wochenzeitraum mehr als ein Wert für ein Pixel vorhanden, so wird dort der Mittelwert angegeben. Bei den vom BSH zur Verfügung gestellten SST's liegen allerdings keine Informationen vor, ob es sich bei den Werten um Einzelmessungen oder Mittelwerte handelt, und von welchem Termin diese Satellitenbeobachtungen stammen.

Da für einen Vergleich mit REMO aber zumindest Tageswerte gefordert sind, müssen die SST-Daten noch umgewandelt werden. Um aus den SST-Wochenwerten Tageswerte zu erlangen, wird unter der Annahme, daß sich innerhalb einer Woche die SST nicht stark ändert, zwischen zwei Wochen-Terminen linear interpoliert. Diese so erlangten SST-Tageswerte für jedes AVHRR-Pixel werden danach auf das REMO-Gitter interpoliert und können nun mit den Randwerten für REMO, die aus einer DWD-Analyse entstammen, verglichen werden.



## 5 Ergebnisse

Die nachfolgenden Ergebnisse zur Validierung der REMO-Ergebnisse sind wie folgt gegliedert.

Zuerst werden die Resultate der direkten Methode vorgestellt. Hierbei werden Vergleiche zwischen den REMO-Feldern von SST, W, WND und LWP und denen, die sich aus Satellitendaten ableiten lassen, durchgeführt. Die Vergleiche umfassen den gesamten Beobachtungszeitraum Mai und Juni 1993, werden aber auch für die beiden Monate getrennt betrachtet. Des weiteren werden die Vergleiche sowohl für das gesamte REMO-Gebiet als auch nur für die Ostsee allein durchgeführt. Für die SST ist allerdings nur eine Einteilung in Ostsee und mittlerer Atlantik plus Nordsee möglich, da die AVHRR-Daten nur für dieses Gebiet vorliegen.

Im zweiten Teil werden die Ergebnisse des Newton-Iterationsverfahrens vorgestellt. Auch hier umfassen die Ergebnisse den gesamten Beobachtungszeitraum und werden ebenfalls getrennt für die beiden Monate und die verschiedenen Teilgebiete betrachtet. Vorab wird das Verfahren an künstlichen Atmosphärenprofilen getestet.

### 5.1 Ergebnisse der direkten Methode

Im folgenden werden die Felder der einzelnen geophysikalischen Felder der REMO-Werte mit den aus Satellitendaten abgeleiteten Feldern verglichen.

#### 5.1.1 Gesamtwasserdampfgehalt, Bodenwind und Wolkenwassergehalt

Zu den Variablen, die sich aus Algorithmen ableiten lassen und somit zur Validierung der REMO-Ergebnisse herangezogen werden, gehören der Gesamtwasserdampfgehalt (W), die Windgeschwindigkeit am Boden (WND) und der Wolkenwassergehalt (LWP). Vor der Ableitung dieser Parameter werden die SSM/I-Helligkeitstemperaturen, wie oben beschrieben, korrigiert. Abb. 5.1 und 5.2 zeigen den Vergleich der drei Parameter W, WND und LWP berechnet aus SSM/I-Algorithmen und der Simulationsergebnisse von REMO für Mai (Abb. 5.1) und Juni 1993 (Abb. 5.2).

Für das gesamte Modellgebiet, das neben der Ostsee auch Anteile der Nordsee, des Atlantiks sowie des Mittelmeers enthält (Abb. 4.2), erkennt man im Mai 1993 eine deutliche Überschätzung des REMO-Gesamtwasserdampfgehaltes von  $1.8 \text{ kg/m}^2$  (Abb. 5.1 a);



beim Wind unterschätzt REMO um  $-0.3 \text{ m/s}$  dagegen etwas gegenüber den aus SSM/I-Daten abgeleiteten Werten (Abb. 5.1 c). Keine Korrelation ist zu erkennen zwischen dem simulierten großskaligen Wolkenwassergehalt und dem Gesamtwolkenwasser abgeleitet aus den SSM/I-Werten, der um  $0.06 \text{ kg/m}^2$  höher liegt (Abb. 5.1 e). Betrachtet man nur das Gebiet der Ostsee allein, so zeigt sich bei W eine noch höhere Überschätzung von REMO von  $2.7 \text{ kg/m}^2$  (Abb. 5.1 b); beim Bodenwind hingegen ist eine Änderung des Vorzeichens zu erkennen, aus einer REMO-Unterschätzung für das gesamte Modellgebiet wird für den Bereich der Ostsee eine Überschätzung von  $1.5 \text{ m/s}$  (Abb. 5.1 d). Für den Wolkenwassergehalt stimmen die Ergebnisse recht gut mit denen des Gesamtgebietes überein (Abb. 5.1 f).

Die Ergebnisse für den Juni 1993 sehen ähnlich aus. Die Überschätzung im Gesamtwasserdampfgehalt fällt für das gesamte Modell-Gebiet mit  $2.2 \text{ kg/m}^2$  etwas höher aus als im Mai (Abb. 5.2 a) ebenso wie die Unterschätzung im Bodenwind mit  $-0.7 \text{ m/s}$  (Abb. 5.2 c). Im Juni 1993 ist ebenfalls keine Korrelation zwischen dem simulierten großskaligen Wolkenwassergehalt und dem Gesamtwolkenwasser abgeleitet aus den SSM/I-Werten zu erkennen. Hier unterschätzt REMO mit  $0.04 \text{ kg/m}^2$  etwas geringer als im Mai (Abb. 5.2 e). Für den Bereich der Ostsee ähneln die Ergebnisse ebenfalls denen vom Mai 1993. Hier ist die Überschätzung des Gesamtwasserdampfgehaltes ähnlich groß ( $2.2 \text{ kg/m}^2$ ) wie im gesamten Gebiet (Abb. 5.2 b). Beim Bodenwind wird auch im Juni 1993 aus der Unterschätzung von REMO eine Überschätzung von  $0.5 \text{ m/s}$  (Abb. 5.2 d), und beim Wolkenwassergehalt stimmen auch hier die Ergebnisse mit denen des gesamten Gebietes überein (Abb. 5.2 f).

Als erster Test, ob die Unterschiede auf die räumliche Verschiebung der Felder zurückzuführen sind, wurden Mittelwerte für das Gebiet der Ostsee berechnet und als Zeitreihe für den Mai 1993 aufgetragen (Abb. 5.3). Die Struktur der beiden Zeitreihen für den Feuchtegehalt sind sehr ähnlich, aber die Amplitude der Schwankungen aus den REMO-Ergebnissen sind deutlich größer (Abb. 5.3 a, b). Die mittlere Windgeschwindigkeit zeigt nur an einigen Tagen geringe Unterschiede, die Übereinstimmung ist im Ganzen weniger gut als bei der Feuchte (Abb. 5.3 c, d). Die geringe Übereinstimmung der Felder des Wolkenwassers wird hier noch deutlicher (Abb. 5.3 e, f). Das bedeutet, daß die Differenzen wohl systematisch unterschiedlich sind und nicht durch eine einfache räumliche Verschiebung erklärt werden können.

Der Vergleich für den Juni 1993 bestätigt die Ergebnisse vom Mai (Abb. 5.4), obwohl

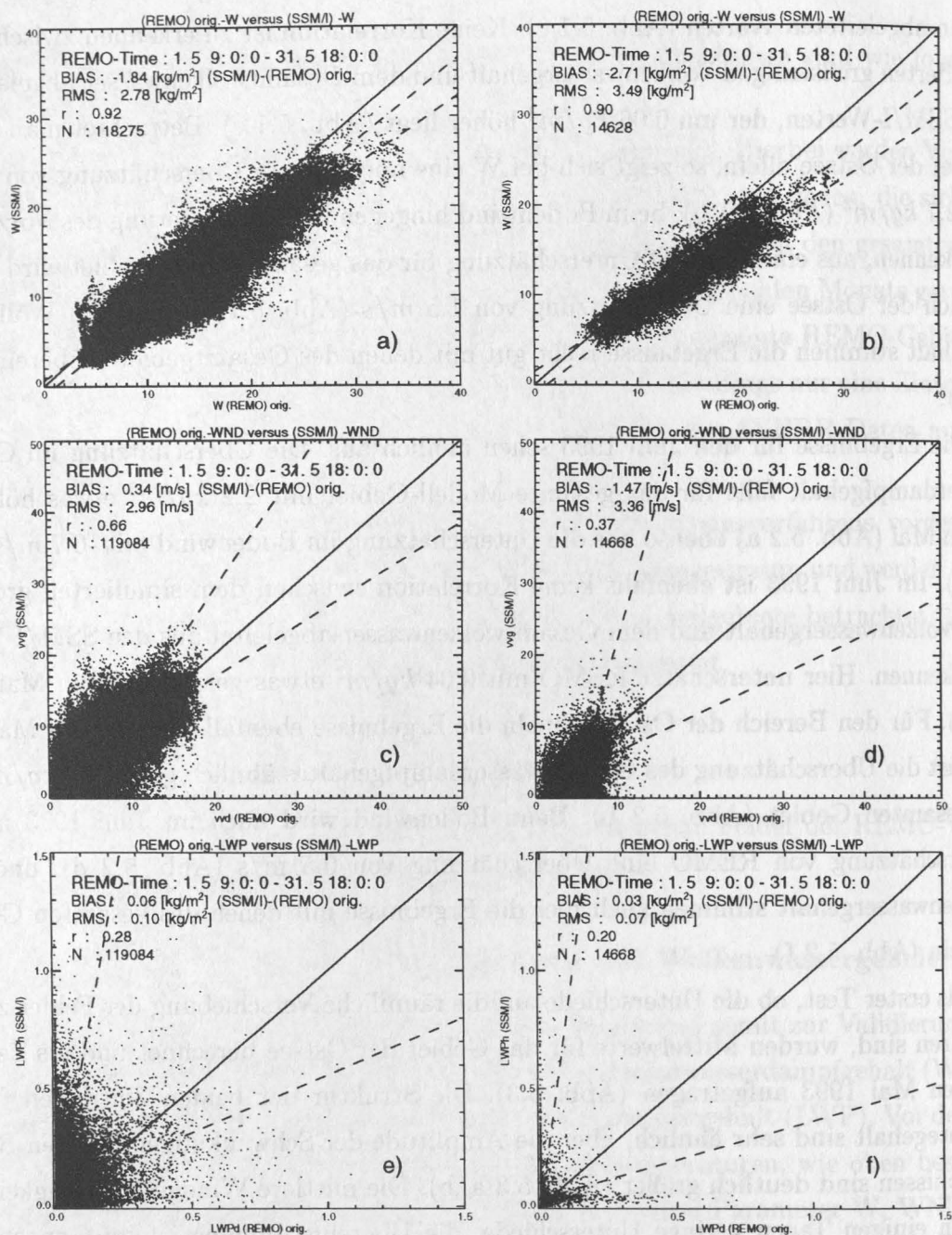


Abbildung 5.1: Streudiagramme von Gesamtwasserdampfgehalt (W), Bodenwind (WND) und Wolkenflüssigwasser (LWP) berechnet aus SSM/I-Daten gegen die entsprechenden Werte von REMO für das gesamte Gebiet (a, c, e) und für das Gebiet der Ostsee (b, d, f) (Mai 1993).

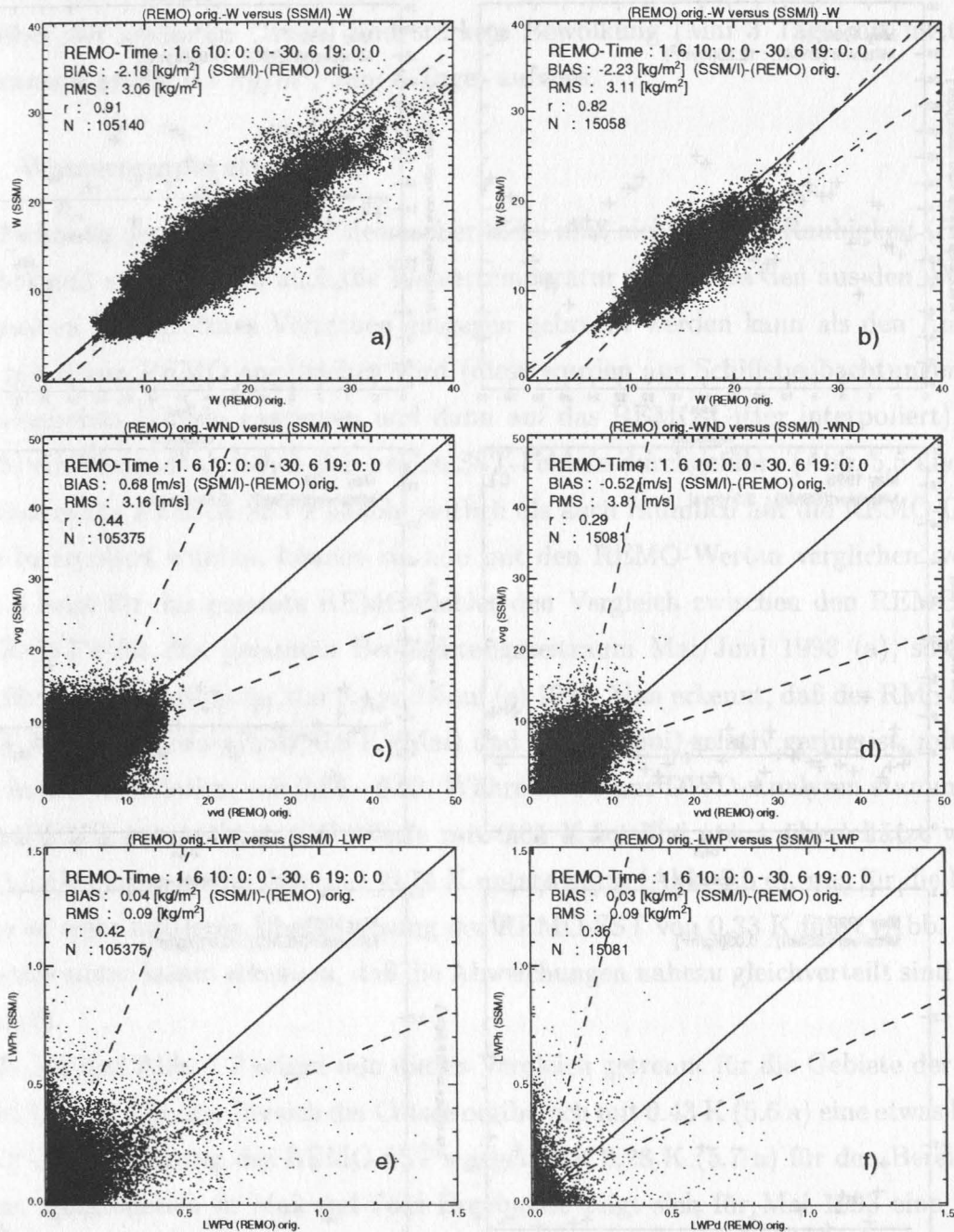


Abbildung 5.2: Streudiagramme von Gesamtwasserdampfgehalt (W), Bodenwind (WND) und Wolkenflüssigwasser (LWP) berechnet aus SSM/I-Daten gegen die entsprechenden Werte von REMO für das gesamte Gebiet (a, c, e) und für das Gebiet der Ostsee (b, d, f) (Juni 1993).

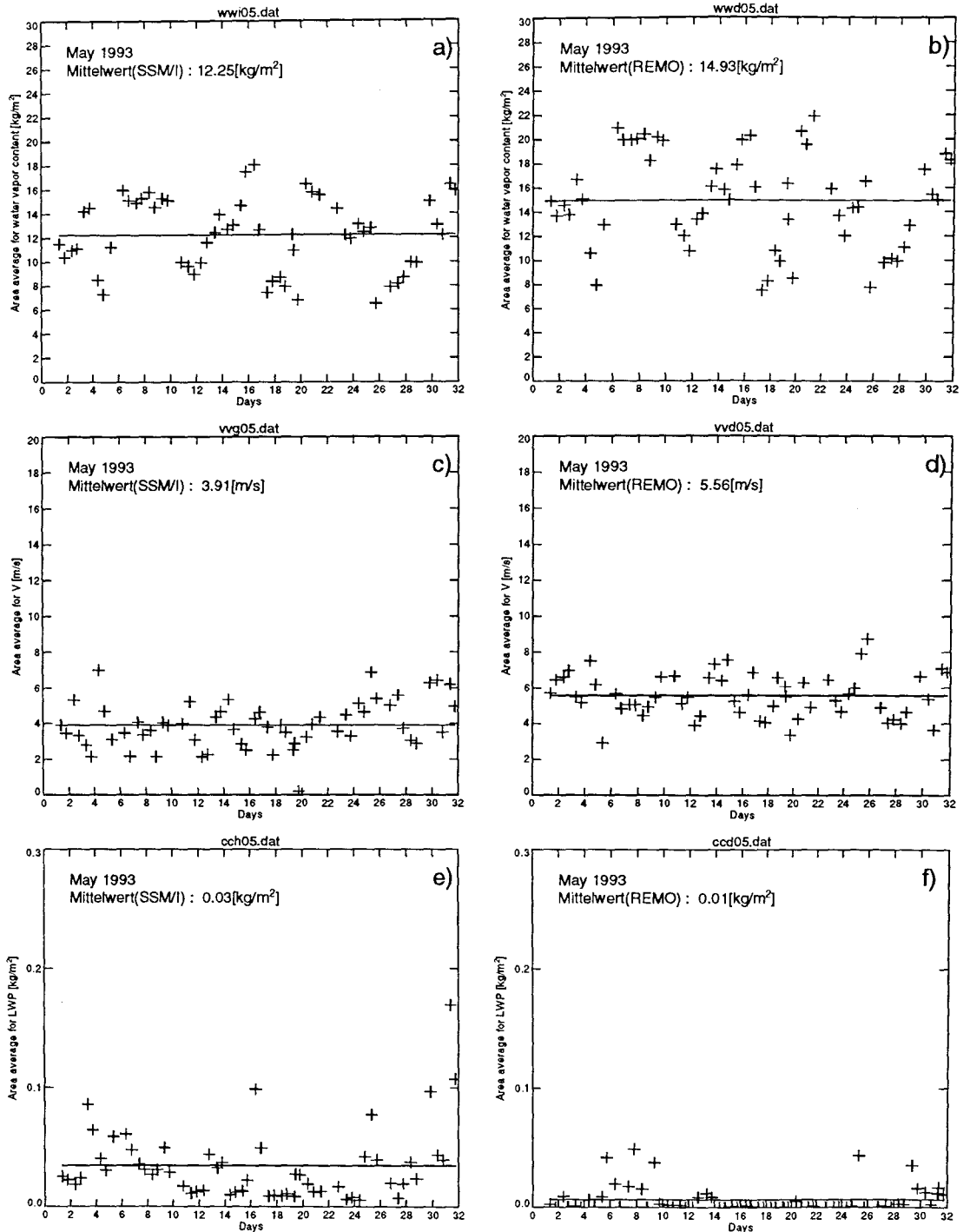


Abbildung 5.3: Flächenmittelwerte für das Gebiet der Ostsee von Gesamtwasserdampfgehalt (a, b), Bodenwind (c, d) und Wolkenwassergehalt (e, f) abgeleitet aus SSM/I-Daten (a, c, e) und berechnet aus REMO-Simulationen (b, d, f) (Mai 1993).

der Juni deutlich feuchter war ( $W(\text{Mai})=12.8 \text{ kg/m}^2$ ,  $W(\text{Juni})=13.4 \text{ kg/m}^2$  als Mittelwerte über der gesamten Ostsee) und stärkere Bewölkung (Mai 3 Tage mit mittlerem Wolkenwasser größer  $0.1 \text{ kg/m}^2$ , Juni 8 Tage) aufwies.

### 5.1.2 Wassertemperatur

Zur Berechnung der Emission der Meeresoberfläche muß nicht nur die Rauigkeit (Bodenwind) bekannt sein, sondern auch die Wassertemperatur (SST). Da den aus den AVHRR beobachteten SST größeres Vertrauen entgegen gebracht werden kann als den Analysedaten, mit denen REMO angetrieben wird (diese wurden aus Schiffsbeobachtungen oder klimatologischen Mitteln gewonnen und dann auf das REMO-Gitter interpoliert), wird ebenfalls ein Vergleich zwischen den beiden SST-Feldern durchgeführt (Abb. 5.5 und 5.6).

Nachdem die AVHRR-SST's sowohl zeitlich als auch räumlich auf die REMO-Gitterpunkte interpoliert wurden, können sie nun mit den REMO-Werten verglichen werden. Abb. 5.5 zeigt für das gesamte REMO-Gebiet den Vergleich zwischen den REMO- und AVHRR-SST's für den gesamten Beobachtungszeitraum Mai/Juni 1993 (a), sowie getrennt für die beiden Monate Mai (c) und Juni (e) 1993. Man erkennt, daß der RMS-Fehler der SST mit 1.1 K (Mai/Juni), 0.9 K (Mai) und 1.3 K (Juni) relativ gering ist, mit einer relativ hohen Korrelation von 0.86 - 0.93. Während die aus DWD-Analysen stammenden und im REMO verwendeten SST-Werte mit 0.05 K im Mai etwas überschätzt werden (Abb. 5.5 c), werden sie im Juni mit -0.74 K unterschätzt (Abb. 5.5 e), was für die beiden Monate zu einer mittleren Überschätzung der REMO-SST von 0.33 K führt (Abb. 5.5 e). Die Histogramme lassen erkennen, daß die Abweichungen nahezu gleichverteilt sind (Abb. 5.5 b, d, f).

Abb. 5.6 und Abb. 5.7 zeigen nun diesen Vergleich getrennt für die Gebiete der Nord- bzw. der Ostsee. Für den Bereich der Ostsee ergibt sich mit 0.43 K (5.6 a) eine etwas höhere mittlere Unterschätzung der REMO-SST's gegenüber 0.28 K (5.7 a) für den Bereich der Nordsee. Aufgespalten in Mai und Juni Ergebnisse zeigt sich für Mai 1993 eine leichte Überschätzung der REMO-SST in der Ostsee von 0.1 K (Abb. 5.6 c) gegenüber einer leichten Unterschätzung der REMO-Werte in der Nordsee von -0.1 K (Abb. 5.7 c). Für den Juni 1993 ergeben sich mit 0.8 K sowohl für die Ostsee (Abb. 5.6 e) als auch die Nordsee (0.7 K, Abb. 5.7 e) ähnliche mittlere Überschätzungen der REMO-SST.

Wie weiter zu erkennen ist, streuen die Werte im Bereich der Ostsee, sowohl für beide Monate zusammen ( $\text{RMS}=1.4 \text{ K}$ , Abb. 5.6 a) als auch getrennt für Mai ( $\text{RMS}=1.1 \text{ K}$ , Abb.

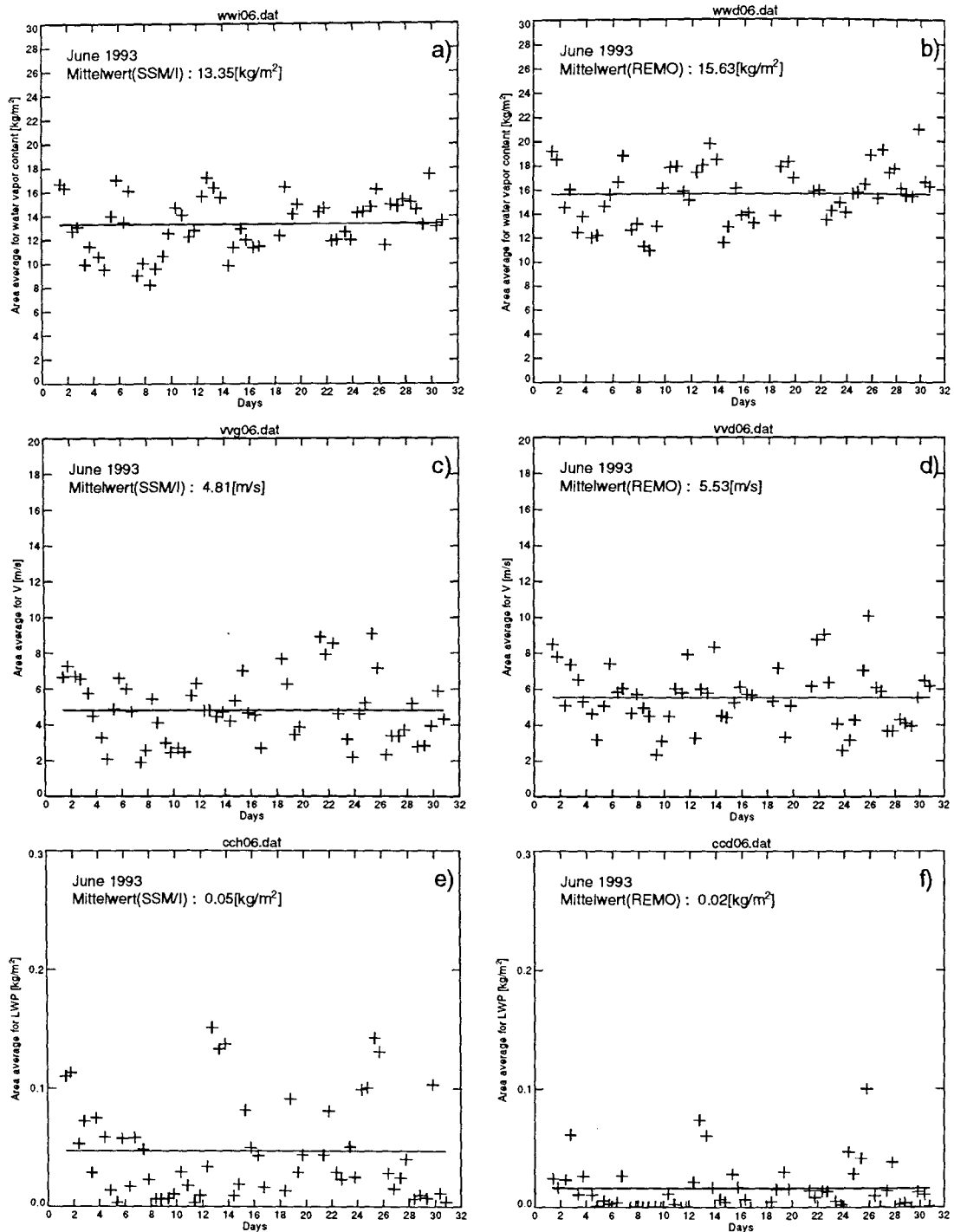


Abbildung 5.4: Flächenmittelwerte für das Gebiet der Ostsee von Gesamtwasserdampfgehalt (a, b) , Bodenwind (c, d) und Wolkenwassergehalt (e, f) abgeleitet aus SSM/I-Daten (a, c, e) und berechnet aus REMO-Simulationen (b, d, f) (Juni 1993).

5.6 c) und Juni (RMS=1.6 K, Abb. 5.6 e) mehr als für den Bereich der Nordsee (RMS=1.0 K für Mai/Juni, RMS=0.8 K für Mai, RMS=1.2 K für Juni). Im Mittel stimmen also beide SST-Werte gut überein, sowohl im gesamten Gebiet, als auch nur über der Ostsee. Im Juni gibt es jedoch einige Ausreißer, die von kalten Auftriebsgebieten stammen und die von den Analysedaten nicht erfasst werden. Abb. 5.8 zeigt SST-Zeitserien für 4 verschiedene REMO-Gitterpunkte, davon drei in der Ostsee (zentrale Ostsee, Auftriebsgebiet vor der lettischen Küste, finnischer Meerbusen) und einem in der zentralen Nordsee. Ende Mai 1993 ist besonders vor der lettischen Küste, aber auch an den anderen beiden ausgewählten Ostsee-Gitterpunkten, eine relativ starke Abkühlung in den AVHRR-SST's zu erkennen, die REMO nur verzögert wiedergibt. Der nachfolgende SST-Anstieg im Juni 1993 an den 3 Ostsee-Gitterpunkten fällt für REMO zudem geringer aus, als bei den AVHRR-Werten (Abb. 5.8). Die Ergebnisse bestätigen das höhere Vertrauen in die AVHRR-Werte, die daher für die weiteren Rechnungen benutzt wurden.

## 5.2 Test der individuellen Methode (Iterationsverfahren)

Vor der Verwendung des Newton-Iterationsverfahrens zur Validierung der REMO-Ergebnisse wird es einem Test unterzogen. Hierbei soll überprüft werden, ob und inwieweit das Verfahren in der Lage ist, vorgegebene Atmosphären- und Oberflächenbedingungen wiederzugeben. Als die wesentlichen Parameter, die das Mikrowellensignal am Satelliten dominieren, werden hier wieder der Gesamtwasserdampfgehalt (W), der Bodenwind (WND) und der Wolkenwassergehalt (LWP) variiert, um fehlerhafte Atmosphärenzustände zu simulieren.

Vorher muss noch die Verteilung der Variablen bei jedem Iterationsschritt, sowie die Berechnung der partiellen Ableitung näher betrachtet werden.

### 5.2.1 Verteilung der Variablen bei jedem Iterationsschritt

Bei jedem Iterationsschritt werden die Korrektur-Werte der drei Variablen wie folgt verteilt. Während beim Bodenwind lediglich keine negativen Werte zugelassen werden, müssen bei W und LWP die vertikale Verteilung berücksichtigt werden.

Der in jedem Iterationsschritt zu korrigierende Wert von W wird auf alle Schichten aufgeteilt, indem die schon existierenden spezifischen Feuchten in jeder Schicht im selben Verhältnis verändert werden, wie der zu ändernde Gesamtwasserdampfgehalt. Aus den



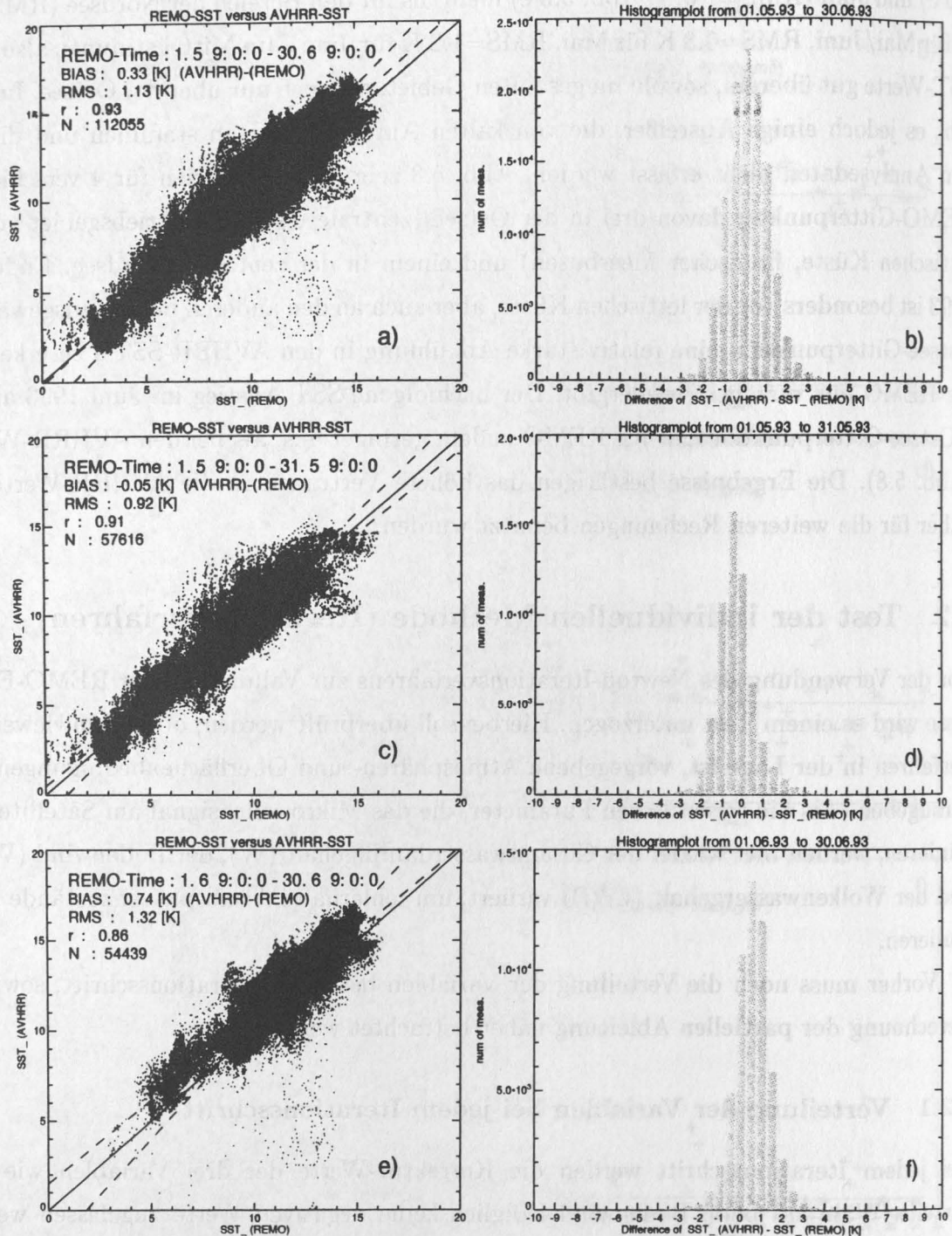


Abbildung 5.5: Streudiagramm zwischen REMO- und AVHRR-SST für Mai/Juni 1993 (a), Mai 1993 (c) und Juni 1993 (e), sowie die dazugehörigen Balkendiagramme der Differenzen (b, d, f). (Nord- und Ostsee)



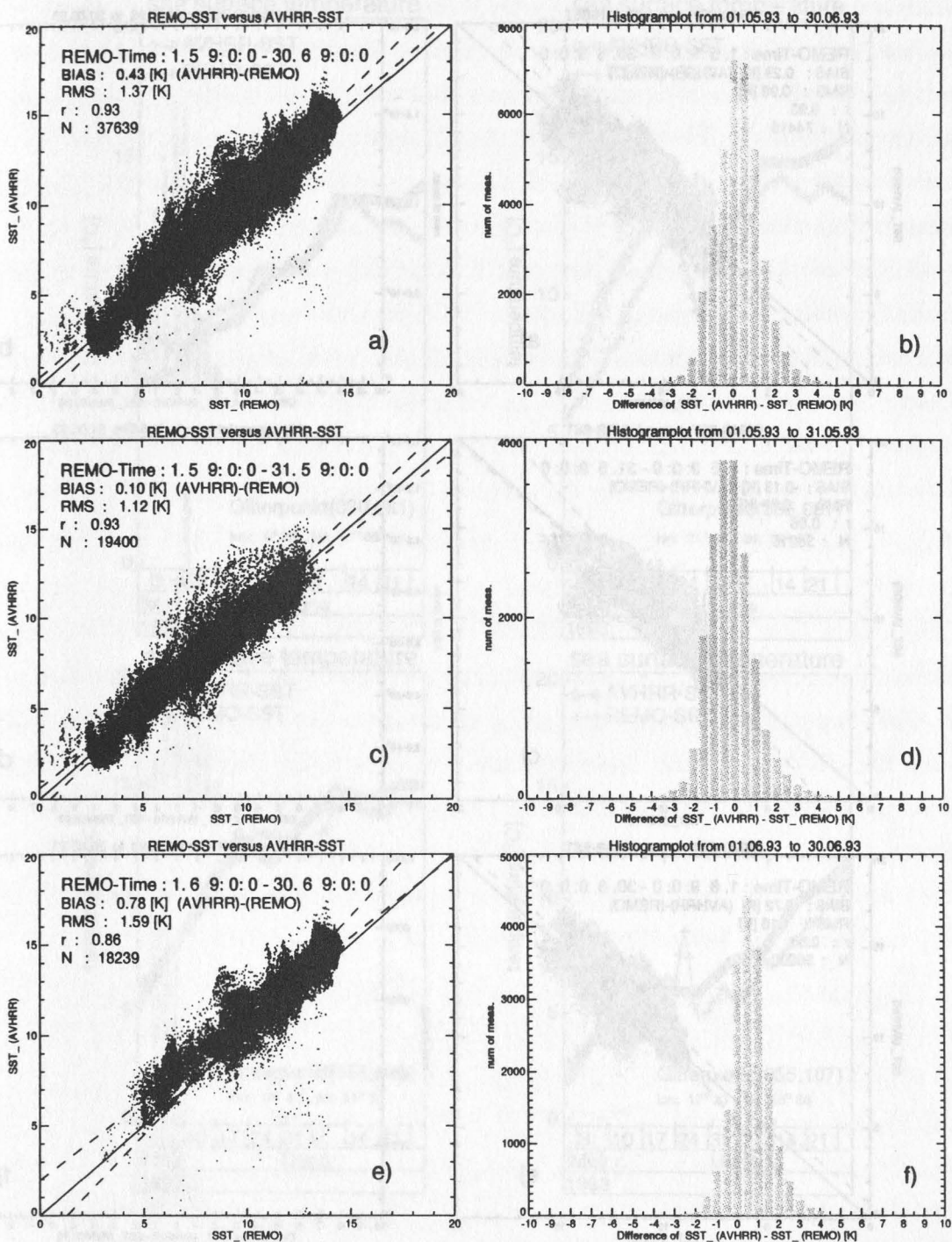


Abbildung 5.6: Streudiagramm zwischen REMO- und AVHRR-SST für Mai/Juni 1993 (a), Mai 1993 (c) und Juni 1993 (e), sowie die dazugehörigen Balkendiagramme der Differenzen (b, d, f). (Nur Gebiet der Ostsee)

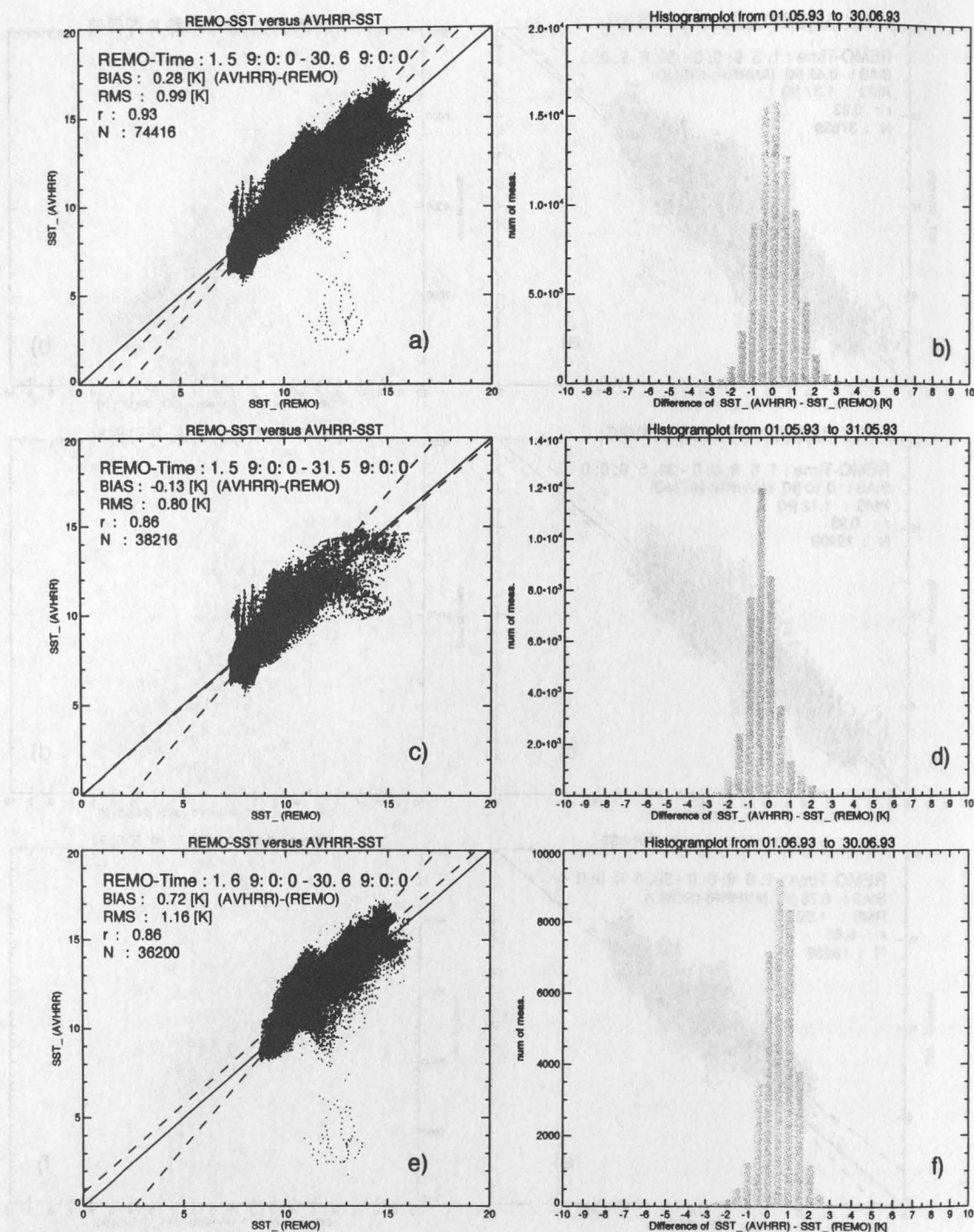


Abbildung 5.7: Streudiagramm zwischen REMO- und AVHRR-SST für Mai/Juni 1993 (a), Mai 1993 (c) und Juni 1993 (e), sowie die dazugehörigen Balkendiagramme der Differenzen (b, d, f). (Nur Gebiet der Nordsee)

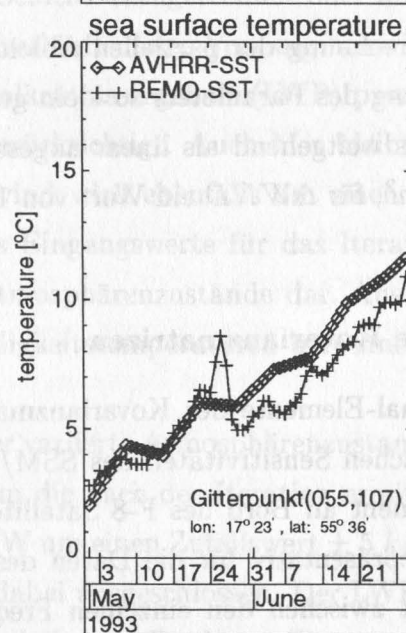
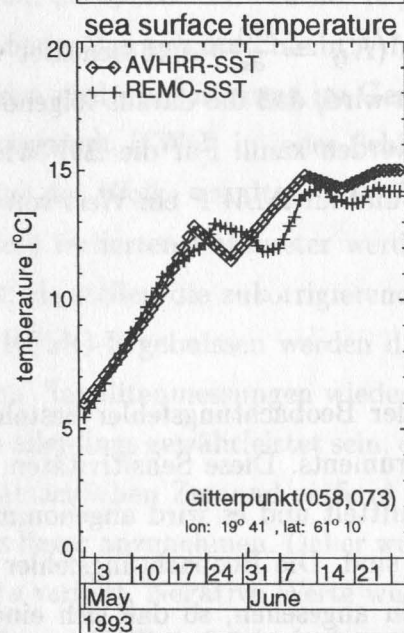
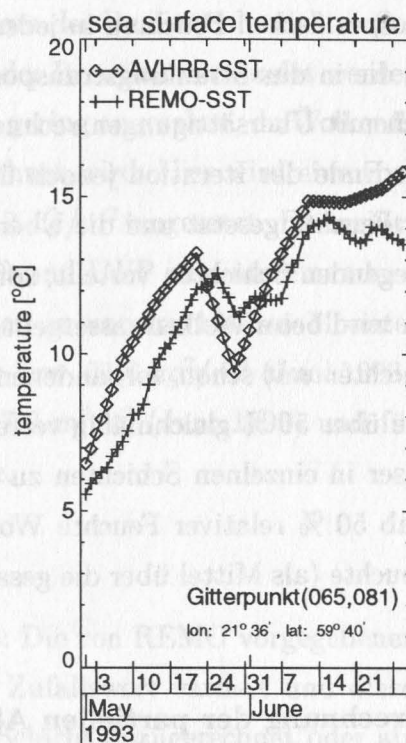
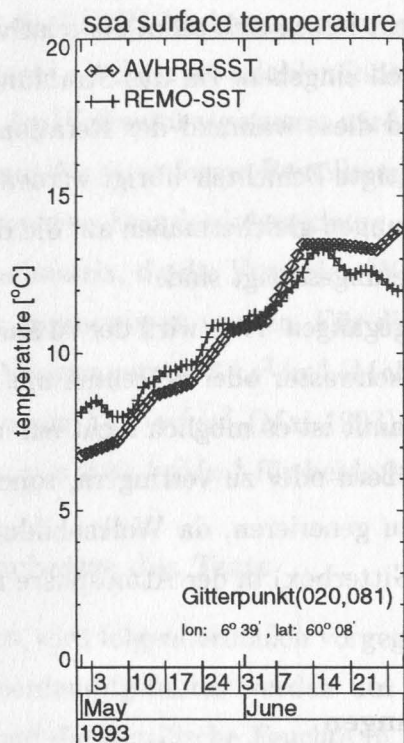


Abbildung 5.8: SST-Zeitserien von AVHRR und REMO für Gitterpunkte in der zentralen Nordsee (oben links), im Auftriebsgebiet vor der lettischen Küste (oben rechts), in der zentralen Ostsee (unten links) und im finnischen Meerbusen (unten rechts). Zeitraum Mai bis Juni 1993.

geänderten spezifischen Feuchten in jeder Schicht lassen sich dann die relativen Feuchten berechnen, die in das Strahlungstransportmodell eingehen. Da das Strahlungstransportmodell auch mit Übersättigungen rechnet, sind diese während der Iteration zugelassen. Bleiben am Ende der Iteration jedoch übersättigte Schichten übrig, werden sie auf 100 % relativer Feuchte gesetzt und die Übersättigungen gleichermaßen auf die darüber oder darunter liegenden Schichten verteilt, sofern sie ungesättigt sind.

Ähnlich wird beim Wolkenwassergehalt vorgegangen. Hier wird der zu ändernde LWP auf die Schichten mit schon vorhandenem Wolkenwasser oder Schichten mit einer relativen Feuchte über 50 % gleichmäßig verteilt. Damit ist es möglich nicht nur vorhandenes Wolkenwasser in einzelnen Schichten zu vergrößern oder zu verringern, sondern auch in Schichten ab 50 % relativer Feuchte Wolken zu generieren, da Wolkenbildung ab 50 % relativer Feuchte (als Mittel über die gesamte Gitterbox) in der Atmosphäre möglich sein kann.

### 5.2.2 Berechnung der partiellen Ableitungen

Bei der Berechnung der partiellen Ableitungen ( $K_{ij} = \frac{\partial T_{b_i}}{\partial x_j}$ ) muß beachtet werden, daß die Änderung des Parameters so klein gehalten wird, daß die daraus folgende Änderung in den  $T_b$ 's weitgehend als linear angesehen werden kann. Für die  $\Delta W$  wird ein Wert von  $1 \text{ kg/m}^2$ , für  $\Delta WND$  ein Wert von  $1 \text{ m/s}$  und für  $\Delta LWP$  ein Wert von  $0.01 \text{ kg/m}^2$  angesetzt.

### 5.2.3 Die Kovarianzmatrizen

Die Diagonal-Elemente der Kovarianzmatrix der Beobachtungsfehler bestehen aus den radiometrischen Sensitivitäten des SSM/I-Instruments. Diese Sensitivitäten wurden für das Instrument an Bord des F-8 Satelliten ermittelt und es wird angenommen, daß sie ebenfalls repräsentativ für die Daten des F10 sind. Die Beobachtungsfehler werden als unkorreliert zwischen den einzelnen Frequenzen angesehen, so daß sich eine Diagonalmatrix ergibt. Für 19, 22 und 37 GHz werden die Varianzen auf  $4 \text{ K}^2$  und für 85 GHz auf  $9 \text{ K}^2$  gesetzt; die größere Varianz bei 85 GHz ist auf den Größenunterschied der Bodenpixel zwischen 85 GHz und den niedrigen Frequenzen zurückzuführen (Phalippou, 1996).

Die erforderliche Kovarianzmatrix der geophysikalischen Parameter wird aus den Kovarianzen der Parameter der REMO-Vorhersagen berechnet. Dies ist sinnvoll, wenn man an-



nimmt, daß die REMO-Vorhersagen nur wenig von der Realität abweichen. Somit können die Kovarianzen als Zwangsvariablen innerhalb der Iteration verwendet werden. Lediglich die Varianz des Wolkenflüssigwassers wird als zu gering angesehen, da Wolkenflüssigwasser im REMO nur für stratiforme Bewölkung berechnet wird. Hier wird eine von Phalippou (1996) angegebene Standardabweichung von  $0.2 \text{ kg/m}^2$  angesetzt. Es ergibt sich damit eine Diagonalmatrix, da die Variablen W, WND und LWP als untereinander weitgehend unkorreliert angenommen werden. Für die beiden zu untersuchenden Monate ergibt sich für W eine Varianz von  $31.3 \text{ kg}^2/\text{m}^4$  (Mai 1993) bzw.  $31.6 \text{ kg}^2/\text{m}^4$  (Juni 1993), für WND eine Varianz von  $11.6 \text{ m}^2/\text{s}^2$  (Mai 1993) bzw.  $7.9 \text{ m}^2/\text{s}^2$  (Juni 1993) und für den LWP eine Varianz von  $0.04 \text{ kg}^2/\text{m}^4$  für beide Monate.

#### 5.2.4 Ergebnisse des Tests

Bei dem Test wird folgendermaßen vorgegangen: Die von REMO vorgegebenen Werte des Gesamtwasserdampfgehaltes werden um einen Zufallswert variiert und diese Änderung prozentual auf die spezifische Feuchte in jeder Schicht dazugerechnet oder abgezogen, so daß die Profilstruktur erhalten bleibt. Ähnlich verläuft dieser Vorgang beim Wolkenwassergehalt; hier wird die Änderung im Gesamtwolkenwassergehalt (LWP) prozentual zum Wolkenwassergehalt (LWC) in jeder Schicht berücksichtigt. Auch hier bleibt die Struktur und Lage der Wolke erhalten. Der Bodenwind wird ebenfalls um einen Zufallswert variiert. Diese variierten Parameter werden als Eingangswerte für das Iterationsverfahren benutzt; sie stellen die zukorrigierenden Atmosphärenzustände dar. Aus den (nicht-variierten) REMO-Ergebnissen werden die Helligkeitstemperaturen berechnet; sie geben die 'richtigen' Satellitenmessungen wieder.

Es muss allerdings gewährleistet sein, daß der variierte Atmosphärenzustand nicht sehr weit vom tatsächlichen Zustand entfernt ist, um die nach der Iteration ermittelten Korrekturen als linear anzunehmen. Daher wurden W um einen Zufallswert  $\pm 5 \text{ kg/m}^2$ , WND um  $\pm 5 \text{ m/s}$  variiert. Negative Werte wurden dabei ausgeschlossen. Der LWP wurde um einen Zufallswert  $\text{LWP} \pm 0.5 \text{ kg/m}^2$  variiert, wobei an wolkenlosen Gitterpunkten ( $\text{LWP} = 0 \text{ kg/m}^2$ ) nur eine positive Variation zugelassen wurde um negative Werte zu vermeiden. Funktioniert das Verfahren richtig, werden die Zufallswerte mittels der Iteration auf die Originalwerte zurückgeführt.

Zuerst werden nur die beiden Variablen W und WND getestet, da der LWP ein nicht-lineares Signal am Satelliten liefert, was zu Schwierigkeiten bei der Iteration führen kann.

Am Beispiel des 09:00 UTC Termins am 17.05.93 wird erkennbar, daß die Originalwerte von W ( $\text{RMS} = 0.06 \text{ kg/m}^2$ , Abb. 5.9 b) und WND ( $\text{RMS} = 0.05 \text{ m/s}$ , Abb. 5.9 d) sehr gut wiedergegeben werden.

Nimmt man den LWP hinzu, sieht es etwas anders aus. Ein Großteil der Daten wird zwar immer noch sehr gut wiedergegeben ( $\text{RMS(W)} = 0.7 \text{ kg/m}^2$ ,  $\text{RMS(LWP)} = 0.04 \text{ kg/m}^2$ ), aber der RMS-Fehler vergrößert sich gerade beim Wind doch beträchtlich ( $\text{RMS(WND)} = 1.8 \text{ m/s}$ ), was an dem ähnlichen Signal von WND und LWP am Satelliten liegt (Abb. 5.10). Dies wird deutlich, wenn man die Werte in bewölkte und unbewölkte Fälle unterteilt (Abb. 5.11 und 5.12). Werden bei den unbewölkten Fällen W ( $\text{RMS} = 0.1 \text{ kg/m}^2$ ), WND ( $\text{RMS} = 0.1 \text{ m/s}$ ) und LWP ( $\text{RMS} = 0.0 \text{ kg/m}^2$ ) weitgehend gut rekonstruiert (Abb. 5.11 b, d, f), so entstehen bei den bewölkten Fällen größere Fehler ( $\text{RMS(W)} = 1.2 \text{ kg/m}^2$ ,  $\text{RMS(WND)} = 3.3 \text{ m/s}$ ,  $\text{RMS(LWP)} = 0.07 \text{ kg/m}^2$ ) (Abb. 5.12 b, d, f), hervorgerufen durch die Ähnlichkeiten von LWP und WND am Satellitensignal. Trotzdem wird der LWP auf Kosten vom WND deutlich besser korrigiert. Daher gilt zu untersuchen, ob die Rekonstruktion von WND bei zunehmendem LWP schlechter wird. Zu diesem Zweck wird der Gesamtdatensatz in LWP-Intervalle von  $0.05 \text{ kg/m}^2$  unterteilt und die Ergebnisse in Anhang C wiedergegeben. Man erkennt, daß mit zunehmendem LWP die Genauigkeit der Reproduktion des Bodenwindes auf Kosten des LWP abnimmt, trotzdem kann das Verfahren für alle drei Parameter ohne größere Fehler angewendet werden.

Es muß davon ausgegangen werden, daß das REMO-Wolkenwasser möglicherweise unrealistisch vorhergesagt wird. Ein weiterer Test soll daher zeigen, wie gut W, WND und LWP rekonstruiert werden können, wenn der Eingangswert von LWP auf  $0 \text{ kg/m}^2$  gesetzt wird. Abb. 5.13 zeigt die drei Parameter vor und nach der Iteration. Wie man sieht, werden alle drei Parameter recht gut rekonstruiert, obwohl der LWP vor der Iteration auf  $0 \text{ kg/m}^2$  gesetzt wurde. Dies zeigt, daß das Verfahren auch für relativ große LWP-Abweichungen anwendbar ist.

Bislang findet bei diesem Verfahren nur der Gesamtwasserdampfgehalt, nicht aber die Feuchte-Profilstruktur, als Variable Berücksichtigung. Deshalb wurde das Verfahren um diese Profilstruktur erweitert und getestet. Dazu wurde die spezifische Feuchte eines vorgegebenen Feuchte-Profiles in jeder Schicht mit einem Zufallsgenerator um bis zu 30 % des Originalwertes erniedrigt oder erhöht und zusammen mit dem Bodenwind das Iterationsverfahren darauf angewendet. Die Kovarianzen der spezifischen Feuchten in jeder Schicht, wurden hierbei ebenfalls aus den REMO-Vorhersagen gewonnen. Funktioniert das Ver-

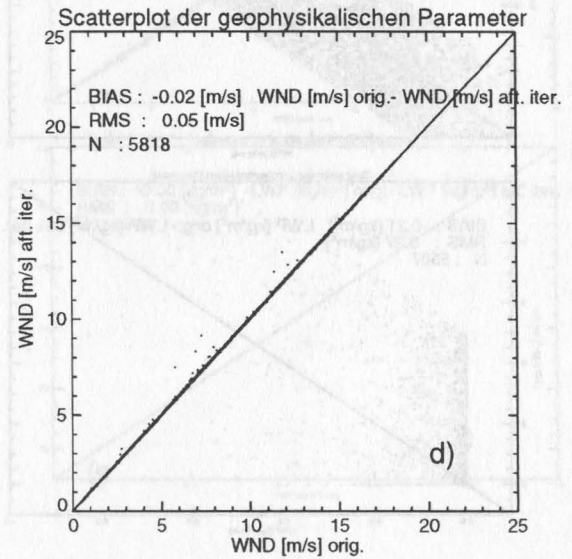
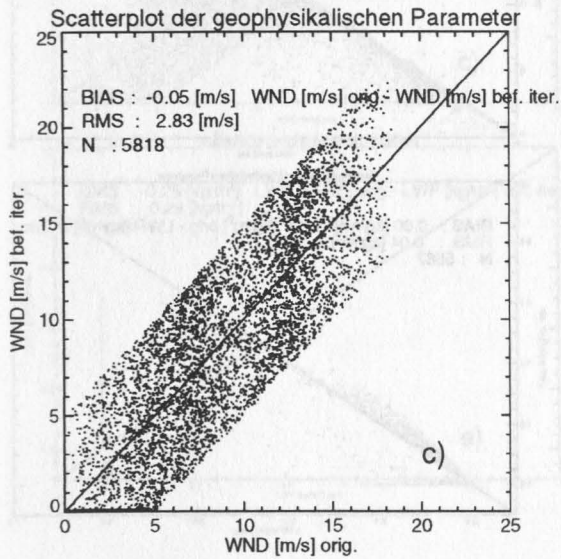
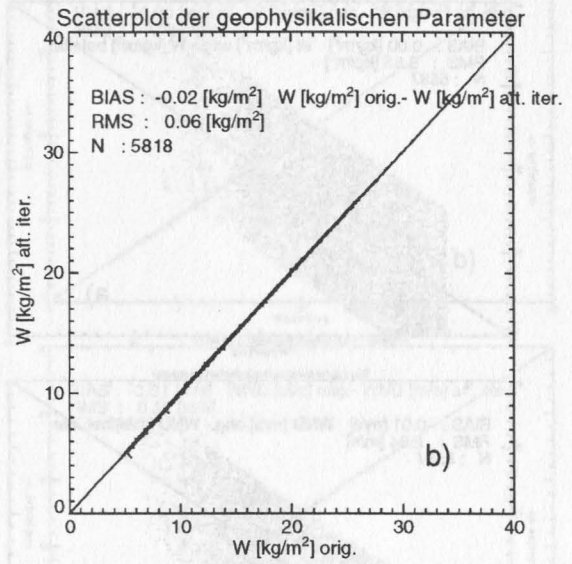
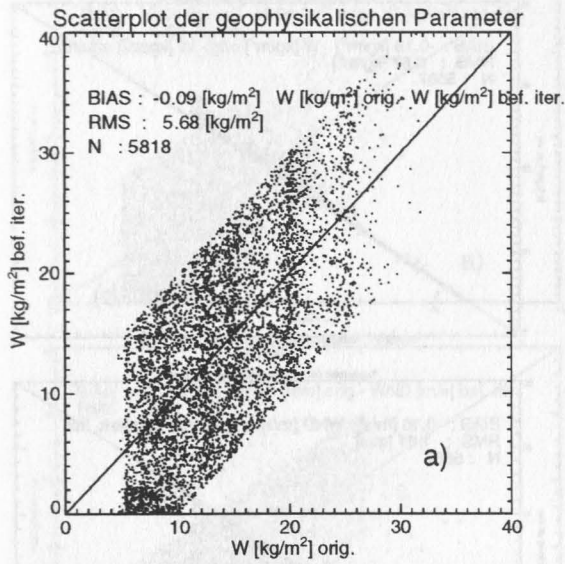


Abbildung 5.9: Streudiagramme der Parameter  $W$  und  $WND$  vor (a, c) und nach (b, d) der Iteration gegen die Originalwerte aus den REMO-Vorhersagen. Die Werte vor der Iteration wurden erzeugt, in dem die Originalwerte um einen Zufallswert variiert wurden.

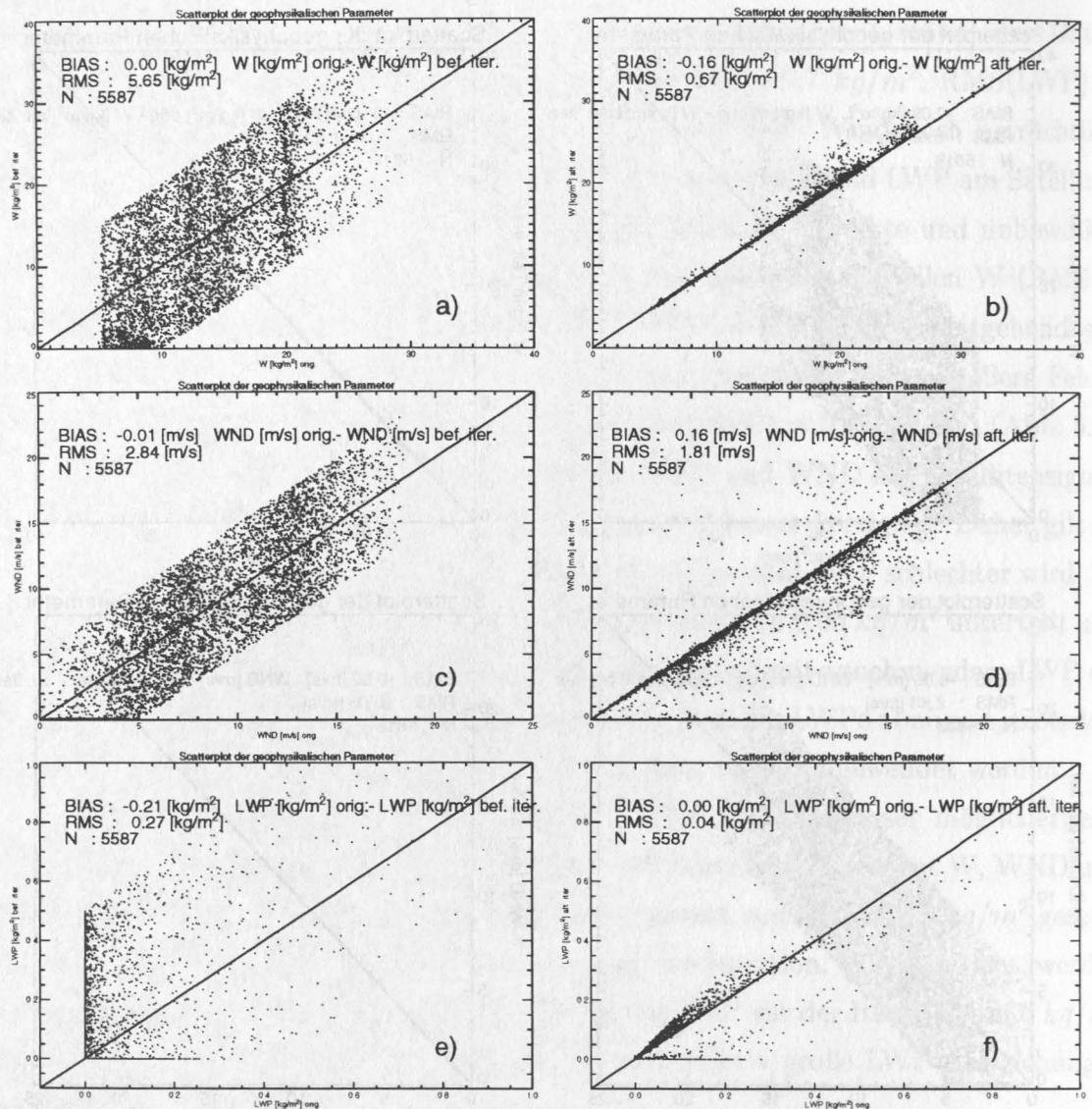


Abbildung 5.10: Streudiagramme der Parameter  $W$ ,  $WND$  und  $LWP$  vor (a, c, e) und nach (b, d, f) der Iteration gegen die Originalwerte aus REMO. Es wurden alle Daten verwendet, deren Original- $LWP \geq 0 \text{ kg/m}^2$  ist. Die Werte vor der Iteration wurden erzeugt, in dem die Originalwerte um einen Zufallswert variiert wurden.



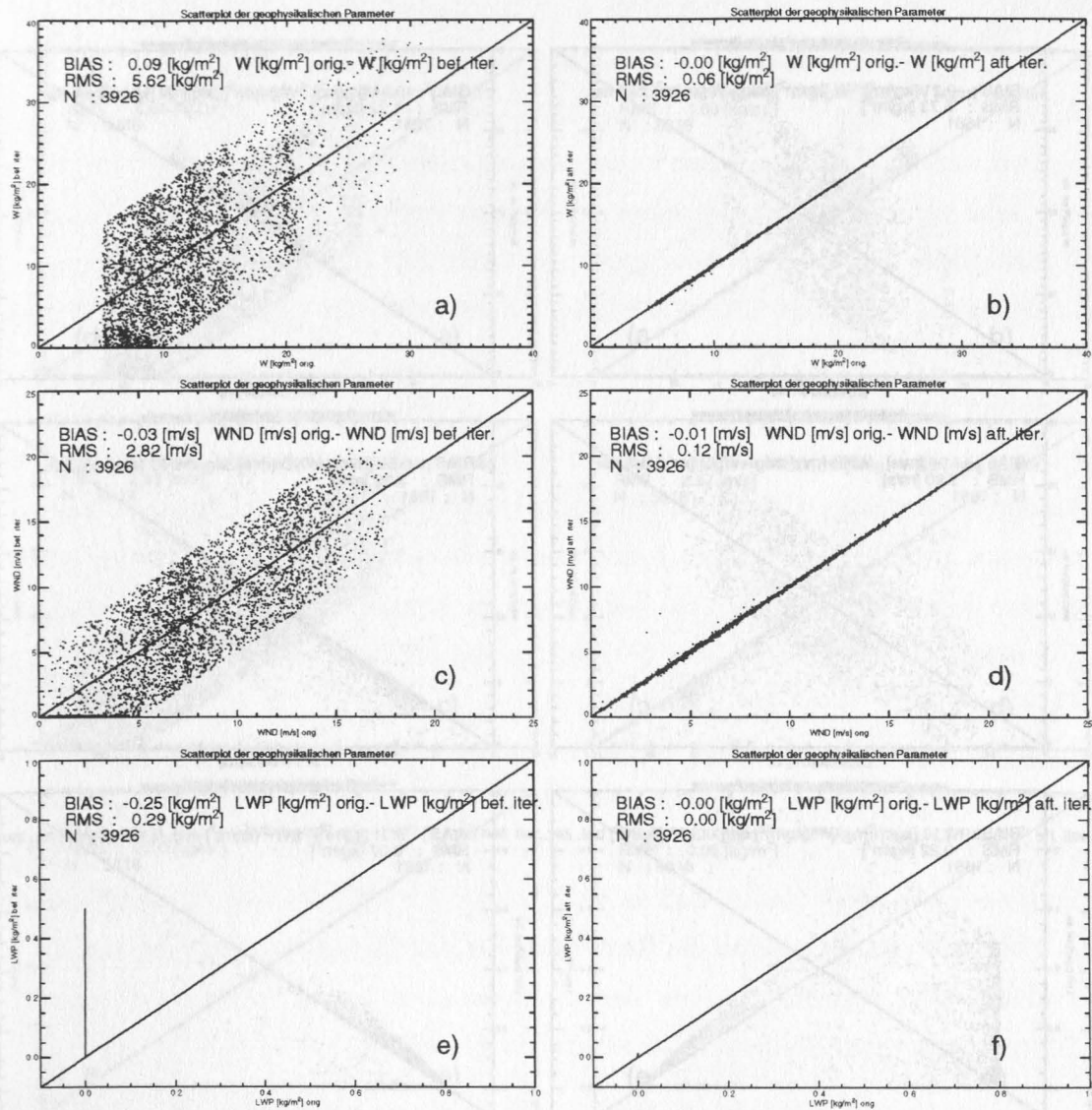


Abbildung 5.11: Streudiagramme der Parameter  $W$ ,  $WND$  und  $LWP$  vor (a, c, e) und nach (b, d, f) der Iteration gegen die Originalwerte aus REMO. Es wurden jedoch nur Daten verwendet, deren Original- $LWP = 0 \text{ kg/m}^2$  ist. Die Werte vor der Iteration wurden erzeugt, in dem die Originalwerte um einen Zufallswert variiert wurden. Da der Original- $LWP = 0 \text{ kg/m}^2$  ist, werden für seine Variation nur positive Änderungen zugelassen (e).

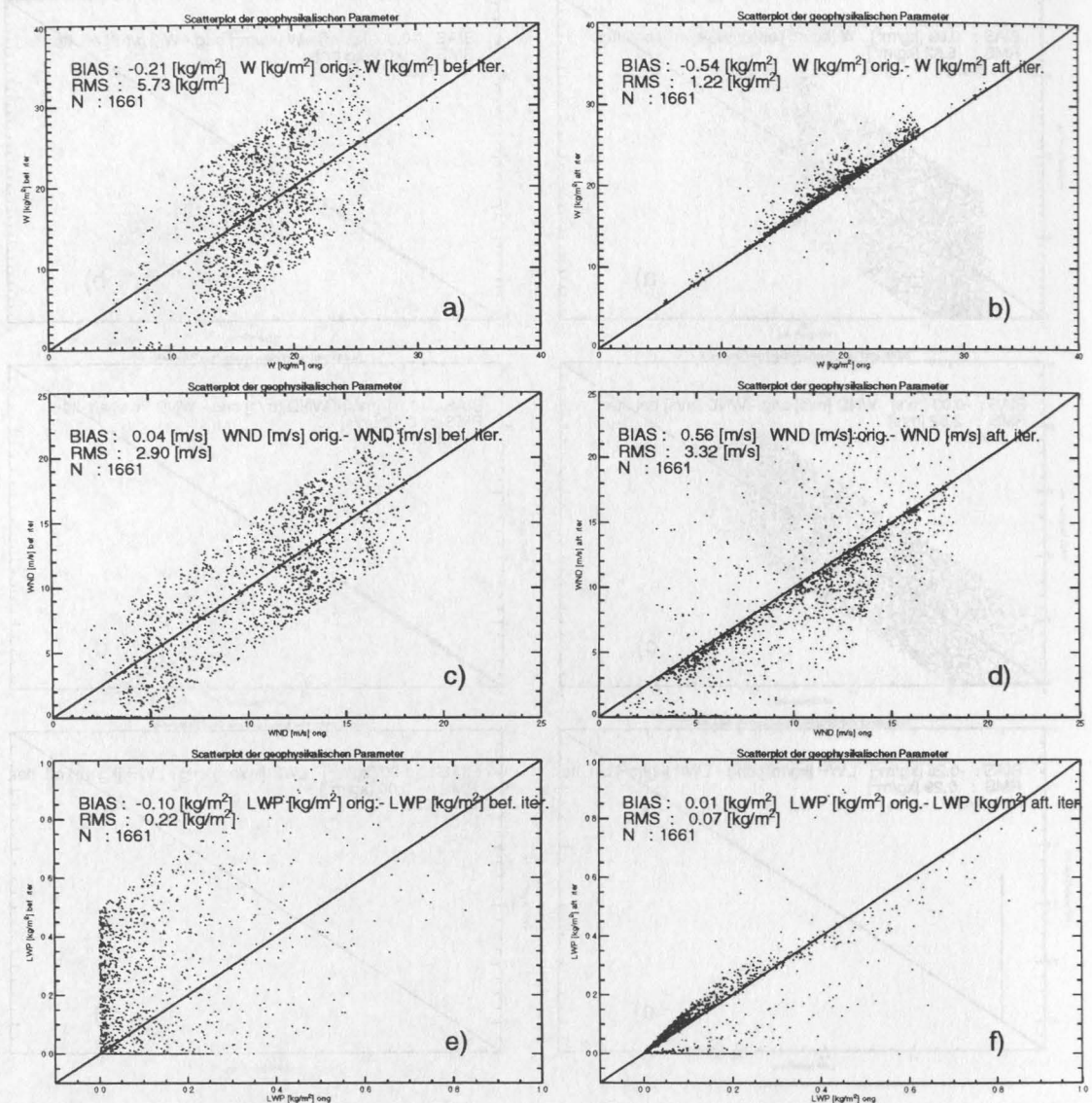


Abbildung 5.12: Streudiagramme der Parameter  $W$ ,  $WND$  und  $LWP$  vor (a, c, e) und nach (b, d, f) der Iteration gegen die Originalwerte aus REMO. Es wurden jedoch nur Daten verwendet, deren Original- $LWP > 0 \text{ kg/m}^2$  ist. Die Werte vor der Iteration wurden erzeugt, indem die Originalwerte um einen Zufallswert variiert wurden.

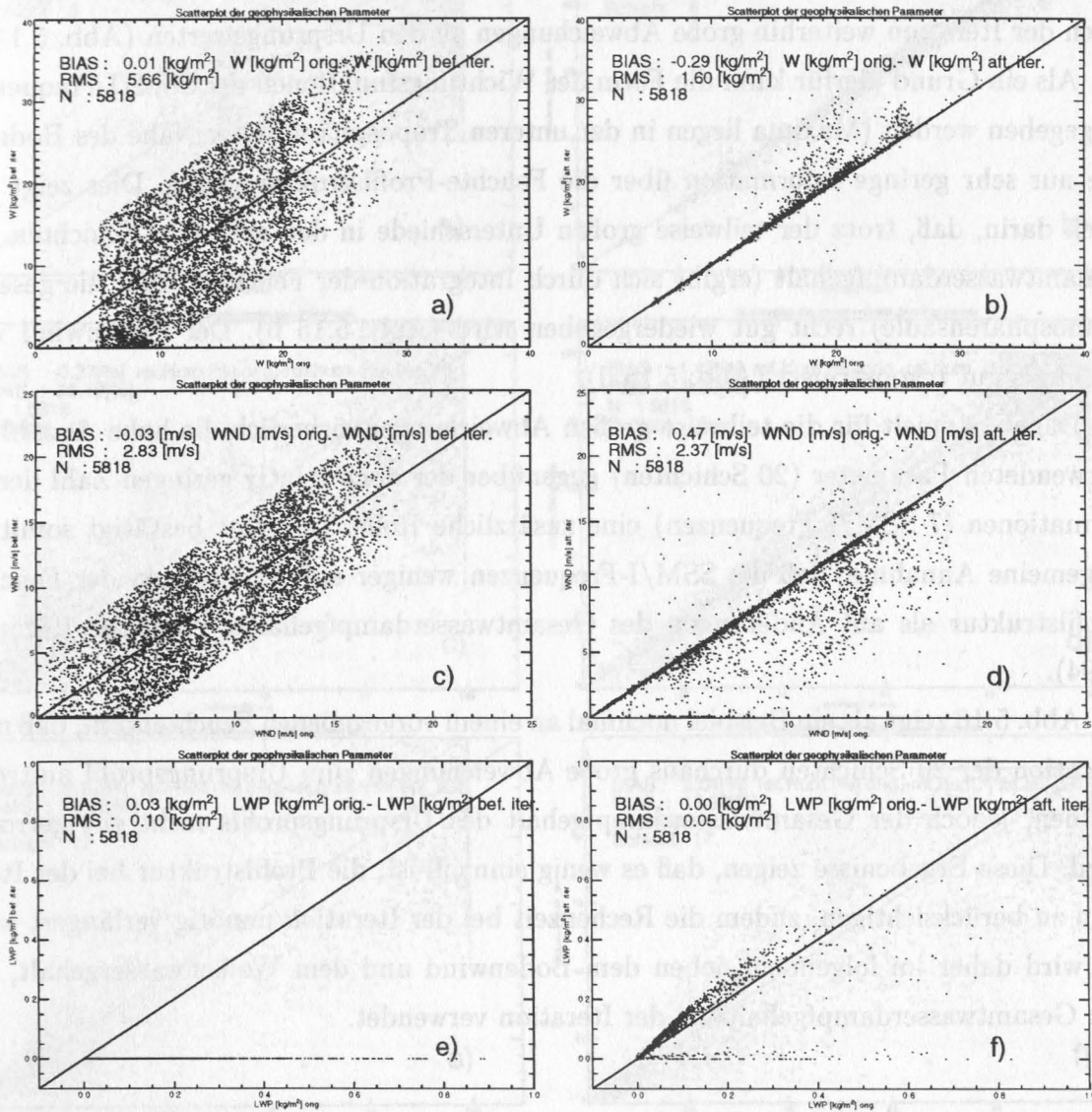


Abbildung 5.13: Streudiagramme der Parameter  $W$ ,  $WND$  und  $LWP$  vor (a, c, e) und nach (b, d, f) der Iteration gegen die Originalwerte aus REMO. Die Werte vor der Iteration wurden erzeugt, indem die Originalwerte um einen Zufallswert variiert wurden. Der variierte  $LWP$  wird hier allerdings jeweils auf  $0 \text{ kg/m}^2$  gesetzt.



fahren und reagieren die SSM/I-Frequenzen auf die Profilstruktur, so sollten die Feuchten des Ursprungsprofils hinreichend genau rekonstruiert werden. Wie Abb. 5.14 zeigt, ist dies auch in einigen Schichten der Fall (5.14 b, d). In anderen Schichten hingegen zeigen sich nach der Iteration weiterhin große Abweichungen zu den Ursprungswerten (Abb. 5.14 d).

Als ein Grund hierfür kann die Form der Wichtungsfunktionen der SSM/I-Frequenzen angegeben werden (Maxima liegen in der unteren Troposphäre in der Nähe des Bodens), die nur sehr geringe Information über die Feuchte-Profilstruktur geben. Dies zeigt sich auch darin, daß, trotz der teilweise großen Unterschiede in den einzelnen Schichten, der Gesamtwasserdampfgehalt (ergibt sich durch Integration der Feuchten über die gesamte Atmosphärensäule) recht gut wiedergegeben wird (Abb. 5.15 b). Der Bodenwind wird ebenfalls gut rekonstruiert (Abb. 5.15 d).

Daneben spielt für die teilweise großen Abweichungen sicherlich die hohe Anzahl der verwendeten Parameter (20 Schichten) gegenüber der doch relativ geringen Zahl der Informationen (7 SSM/I Frequenzen) eine zusätzliche Rolle. Der Test bestätigt somit die allgemeine Annahme, daß die SSM/I-Frequenzen weniger auf Änderungen der Feuchteprofilstruktur als auf Änderungen des Gesamtwasserdampfgehaltes reagieren (Simmer, 1994).

Abb. 5.16 zeigt als ein Beispiel nochmal an einem vorgegebenen Feuchteprofil, daß nach Iteration der 20 Schichten durchaus große Abweichungen zum Ursprungsprofil auftreten können, jedoch der Gesamtwasserdampfgehalt des Ursprungsprofils recht gut getroffen wird. Diese Ergebnisse zeigen, daß es wenig sinnvoll ist, die Profilstruktur bei der Iteration zu berücksichtigen, zudem die Rechenzeit bei der Iteration unnötig verlängert wird. Es wird daher im folgenden, neben dem Bodenwind und dem Wolkenwassergehalt, nur der Gesamtwasserdampfgehalt bei der Iteration verwendet.

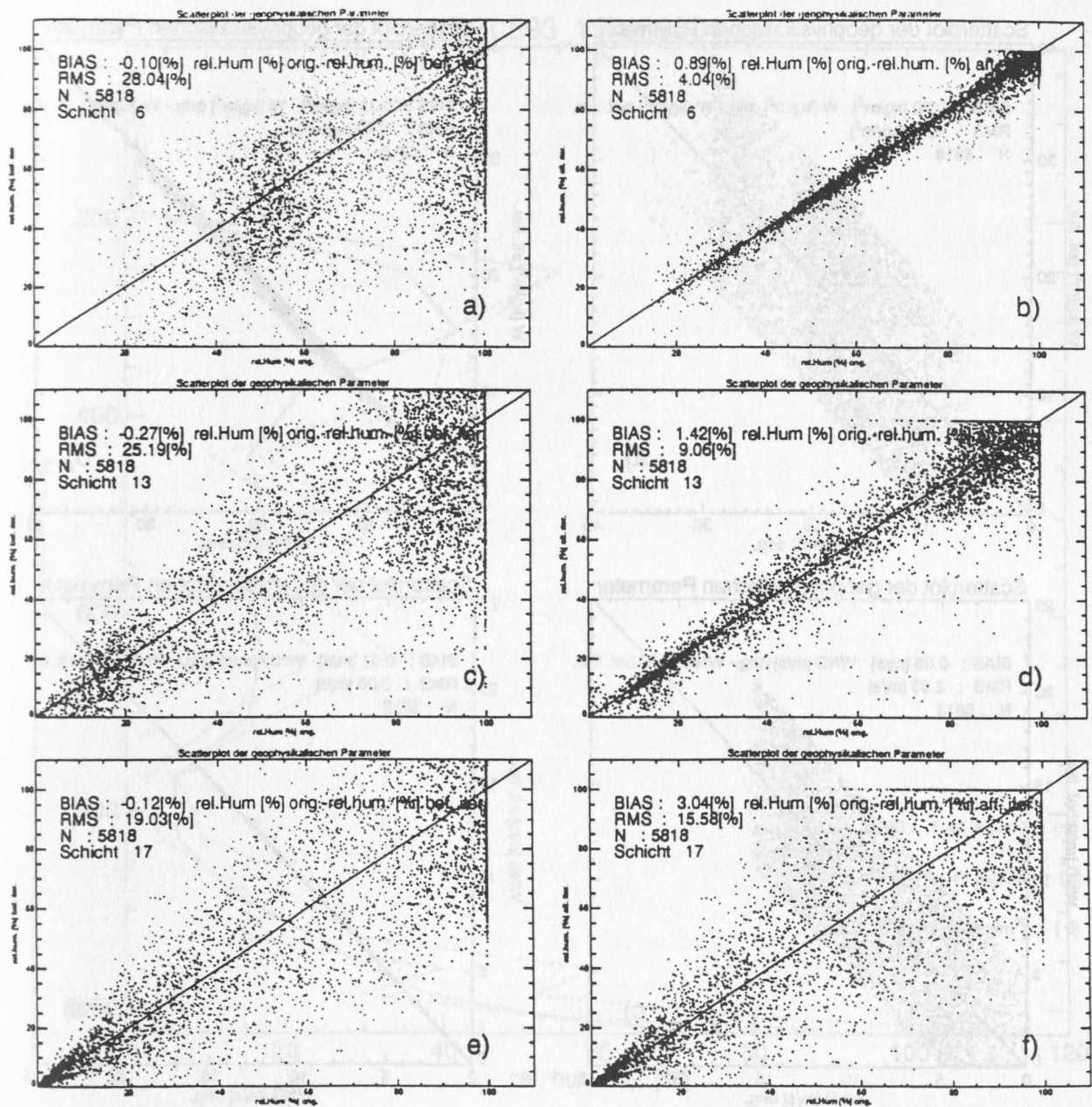


Abbildung 5.14: Streudiagramme der relativen Feuchten vor (a, c, e) und nach (b, d, f) der Iteration gegen Originalwerte aus REMO für den 17.05.93, 19:00 UTC. Gezeigt sind Schichten mit relativ guter Übereinstimmung nach der Iteration (b, RMS=4.04 %), mit mittlerer Übereinstimmung (d, RMS=9.08 %) und mit schlechter Übereinstimmung (f, RMS=15.58 %).

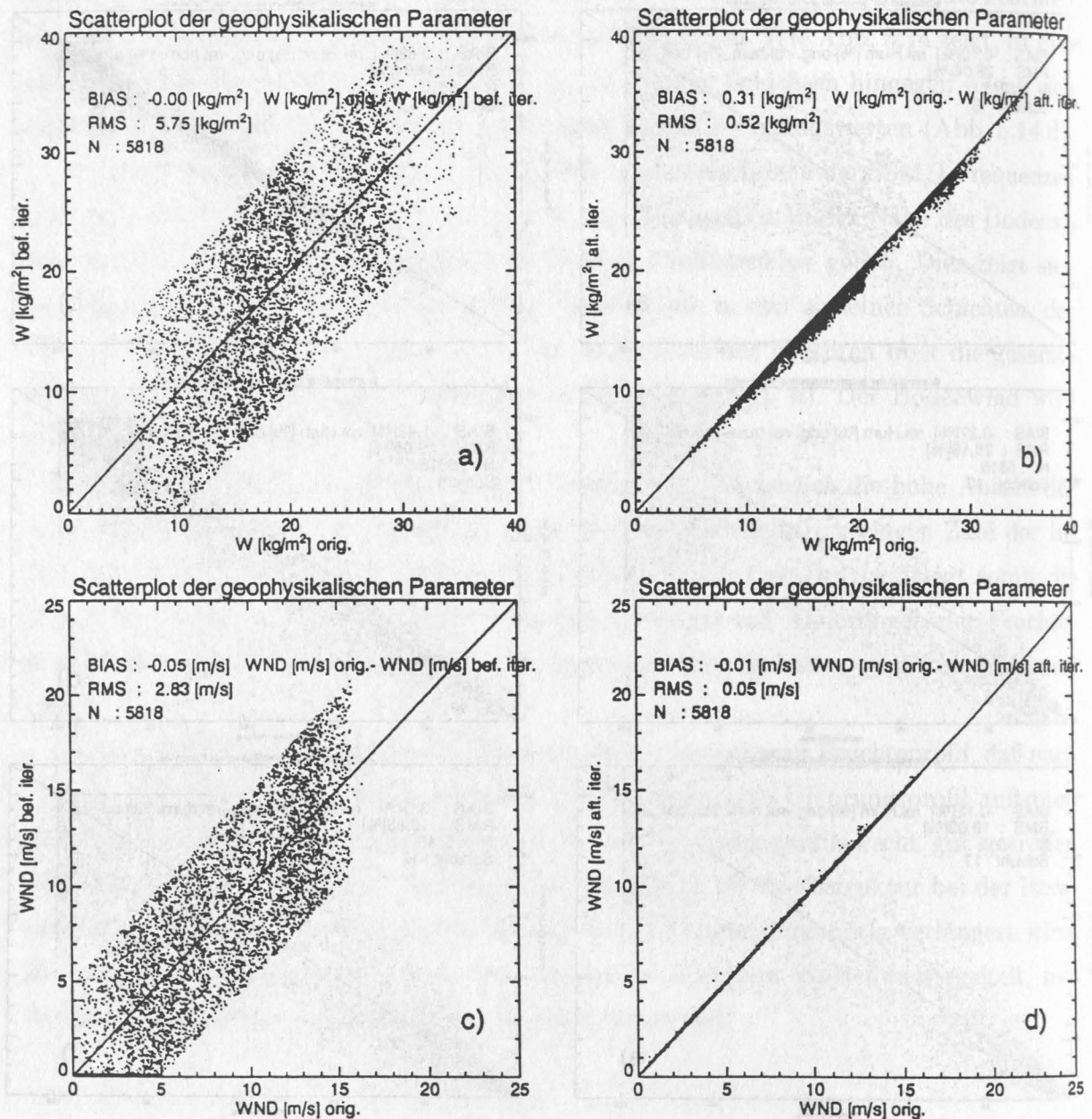


Abbildung 5.15: Streudiagramme der Parameter  $W$  und  $WND$  vor (a, c) und nach (b, d) der Iteration gegen die Originalwerte aus REMO. Zu beachten ist, daß hier nicht der Gesamtwasserdampfgehalt iteriert wurde, sondern die spezifischen Feuchten in jeder Schicht.  $W$  ergibt sich dann durch Integration der spezifischen Feuchten über die gesamte Atmosphärensäule.



17170593\_19liu09004.dat

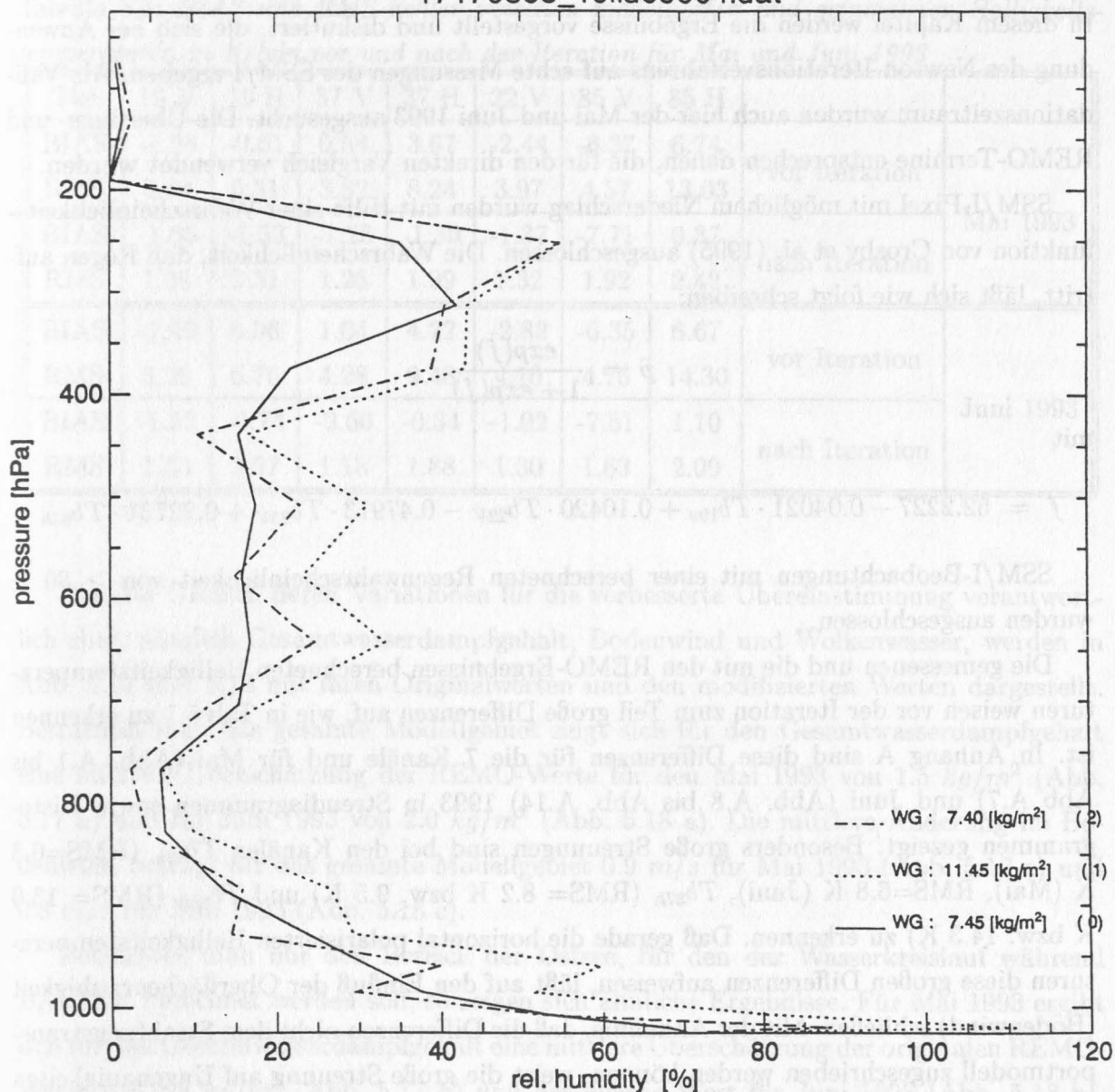


Abbildung 5.16: Test des Iterationsverfahrens : Ein vorgegebenes Feuchteprofil (durchgezogen) wird in jeder Schicht um einen Zufallswert variiert (gepunktet), und danach in jeder Schicht iteriert. Die strichpunktierte Kurve gibt das Feuchteprofil nach der Iteration wieder (17.05.93, 09:00 UTC). Unten rechts stehen noch die Gesamtwasserdampfgehalte, die sich aus den einzelnen Profilen ergeben.

### 5.3 Ergebnisse des Iterationsverfahrens

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse vorgestellt und diskutiert, die sich bei Anwendung des Newton-Iterationsverfahrens auf echte Messungen des SSM/I ergeben. Als Validationszeitraum wurden auch hier der Mai und Juni 1993 ausgesucht. Die Überflugs- und REMO-Termine entsprechen denen, die für den direkten Vergleich verwendet wurden.

SSM/I-Pixel mit möglichem Niederschlag wurden mit Hilfe einer Wahrscheinlichkeitsfunktion von Crosby et al. (1995) ausgeschlossen. Die Wahrscheinlichkeit, daß Regen auftritt, läßt sich wie folgt schreiben:

$$\hat{p} = \frac{\exp(f)}{1 + \exp(f)}$$

mit

$$f = 52.2227 - 0.04021 \cdot Tb_{19v} + 0.10420 \cdot Tb_{22V} - 0.47913 \cdot Tb_{85V} + 0.22731 \cdot Tb_{85h}$$

SSM/I-Beobachtungen mit einer berechneten Regenwahrscheinlichkeit von  $\geq 80\%$  wurden ausgeschlossen.

Die gemessenen und die mit den REMO-Ergebnissen berechneten Helligkeitstemperaturen weisen vor der Iteration zum Teil große Differenzen auf, wie in Tab 5.1 zu erkennen ist. In Anhang A sind diese Differenzen für die 7 Kanäle und für Mai (Abb. A.1 bis Abb. A.7) und Juni (Abb. A.8 bis Abb. A.14) 1993 in Streudiagrammen sowie Histogrammen gezeigt. Besonders große Streuungen sind bei den Kanälen  $Tb_{19h}$  (RMS=6.3 K (Mai), RMS=6.8 K (Juni)),  $Tb_{37h}$  (RMS= 8.2 K bzw. 9.5 K) und  $Tb_{85h}$  (RMS= 13.0 K bzw. 14.3 K) zu erkennen. Daß gerade die horizontal polarisierten Helligkeitstemperaturen diese großen Differenzen aufweisen, läßt auf den Einfluß der Oberflächenrauigkeit (Bodenwind) schließen. Mit der Annahme, daß die Differenzen nicht dem Strahlungstransportmodell zugeschrieben werden können, weist die große Streuung auf Ungenauigkeiten in den REMO-Vorhersagen im Bodenwind hin. Nach der Iteration ist die Übereinstimmung deutlich verbessert (Abb. A.1 (c) bis Abb. A.14 (c)). Zu erkennen ist allerdings, daß zwar die Streuung der Differenzen der einzelnen Kanäle zum Teil drastisch gesenkt wird, allerdings ein gewisser Restfehler übrigbleibt. Dieser ist darauf zurückzuführen, daß bei der Iteration nicht der Fehler der einzelnen Kanäle, sondern der RMS-Fehler aller Kanäle zusammen minimiert wird. Diese übrigbleibenden Restfehler sind Resultate der nicht exakt zu ermittelnden systematischen Differenzen von Radiometer und modellierten Helligkeitstemperaturen.



Tabelle 5.1: *BIAS und RMS-Fehler zwischen modellierten und gemessenen Helligkeitstemperaturen in Kelvin vor und nach der Iteration für Mai und Juni 1993*

Tbs	19 V	19 H	37 V	37 H	22 V	85 V	85 H		
BIAS	-1.28	-0.01	0.54	3.67	-2.44	-6.37	6.74	vor Iteration	Mai 1993
RMS	3.04	6.31	3.82	8.24	3.97	4.57	13.03		
BIAS	-1.65	-1.53	-1.28	-1.30	-1.37	-7.71	0.37	nach Iteration	
RMS	1.39	2.31	1.26	1.99	1.32	1.92	2.42		
BIAS	-1.49	0.06	1.04	4.22	-2.82	-6.35	6.67	vor Iteration	Juni 1993
RMS	3.20	6.76	4.28	9.48	4.10	4.76	14.30		
BIAS	-1.52	-0.74	-0.66	-0.34	-1.02	-7.51	1.10	nach Iteration	
RMS	1.55	2.67	1.18	1.88	1.30	1.63	2.09		

Die drei Größen, deren Variationen für die verbesserte Übereinstimmung verantwortlich sind, nämlich Gesamtwasserdampfgehalt, Bodenwind und Wolkenwasser, werden in Abb. 5.17 und 5.18 mit ihren Originalwerten und den modifizierten Werten dargestellt. Betrachtet man das gesamte Modellgebiet zeigt sich für den Gesamtwasserdampfgehalt eine mittlere Überschätzung der REMO-Werte für den Mai 1993 von  $1.5 \text{ kg/m}^2$  (Abb. 5.17 a) und für Juni 1993 von  $2.0 \text{ kg/m}^2$  (Abb. 5.18 a). Die mittlere Änderung im Bodenwind beträgt für das gesamte Modellgebiet  $0.9 \text{ m/s}$  für Mai 1993 (Abb. 5.17 c) und  $0.8 \text{ m/s}$  für Juni 1993 (Abb. 5.18 c).

Betrachtet man nur den Bereich der Ostsee, für den der Wasserkreislauf während BALTEX berechnet werden soll, so zeigen sich ähnliche Ergebnisse. Für Mai 1993 ergibt sich für den Gesamtwasserdampfgehalt eine mittlere Überschätzung der originalen REMO-Werte von  $1.8 \text{ kg/m}^2$  (Abb. 5.17 b) und der gleiche Wert für Juni 1993 (Abb. 5.18 b). Beim Bodenwind sind ebenfalls nur geringe Unterschiede zu erkennen. In beiden Monaten überschätzt REMO im Mittel den Bodenwind mit etwa  $0.1 \text{ m/s}$  (Abb. 5.17 d und 5.18 d). Die Ergebnisse sind noch einmal zusammenfassen in Tab. 5.2 dargestellt.

Abb. 5.19 und 5.20 zeigen, wie sich das Iterationsverfahren auf die Zeitreihen der Flächenmittelwerte der REMO-Parameter W, WND, und LWP gegenüber den Werten aus SSM/I-Messungen auswirkt. Sind die Flächenmittelwerte vor der Iteration zum Teil deutlich verschieden (vergl. Abb. 5.3 und 5.4), so erkennt man, daß nach der Iteration

Tabelle 5.2: *BIAS und RMS-Fehler zwischen simulierten REMO-Werten von Gesamtwasserdampfgehalt (W), Bodenwind (WND), Wolkenflüssigwasser (LWP) und modifizierten REMO-Werten nach der Iteration. Der BIAS gibt die mittlere Korrektur der Parameter in REMO an, für das gesamte Gebiet und die Ostsee allein.*

Parameter	W [ $kg/m^2$ ]	WND [ $m/s$ ]	LWP [ $kg/m^2$ ]		
BIAS	-1.52	0.92	0.04	gesamtes Gebiet	Mai 1993
RMS	2.27	1.81	0.07		
BIAS	-1.79	0.12	0.02	Ostsee	
RMS	2.67	2.07	0.06		
BIAS	-1.97	0.79	0.04	gesamtes Gebiet	Juni 1993
RMS	3.08	1.91	0.08		
BIAS	-1.77	0.08	0.03	Ostsee	
RMS	3.23	1.91	0.09		

sowohl die Flächenmittelwerte als auch, vor allem beim Gesamtwasserdampfgehalt, die Struktur und Amplitude der Zeitreihe deutlich besser den SSM/I-Werten entspricht.

Als ein Beispiel wie auch die horizontalen Verteilungen der geophysikalischen Felder von REMO und aus SSM/I-Tb's abgeleiteten Werten besser übereinstimmen, werden die Felder des Gesamtwasserdampfgehalts und des Wolkenflüssigwassers vom 01.05.93 (19:00 UTC) gezeigt (Abb. 5.21 - Abb. 5.24). Zu erkennen ist, daß die Felder von W und LWP nach der Iteration besser mit den SSM/I-Feldern übereinstimmen (Abb. 5.22, Abb. 5.24) als vor der Iteration (Abb. 5.21, Abb. 5.23). Insbesondere beim LWP zeigt sich nach der Iteration die Struktur der Wolkenfelder deutlich besser in Übereinstimmung mit dem SSM/I-LWP. Dies deutet darauf hin, daß mit dem Iterationsverfahren, bei gleichzeitiger Korrektur der anderen beiden Variablen, Gesamtwasserdampfgehalt und Bodenwind, eine realistische Angabe über Menge und horizontale Verteilung des Wolkenwassers gemacht werden kann.

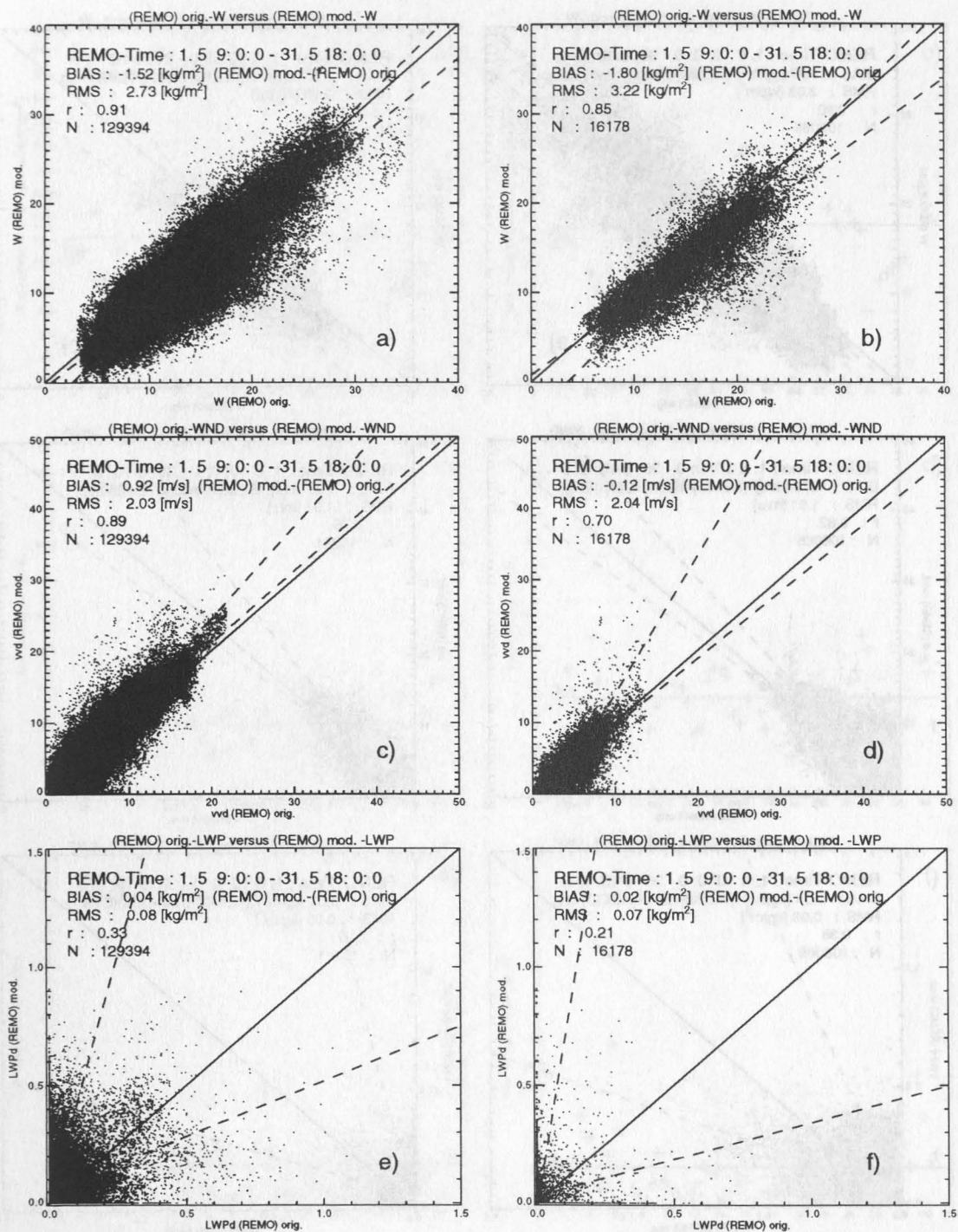


Abbildung 5.17: Streudiagramme der Parameter W, WND und LWP berechnet von REMO gegen die modifizierten Werte von REMO nach der Iteration für das gesamte Modellgebiet (a, c, e) und für das Gebiet der Ostsee (b, d, f) (Mai 1993).

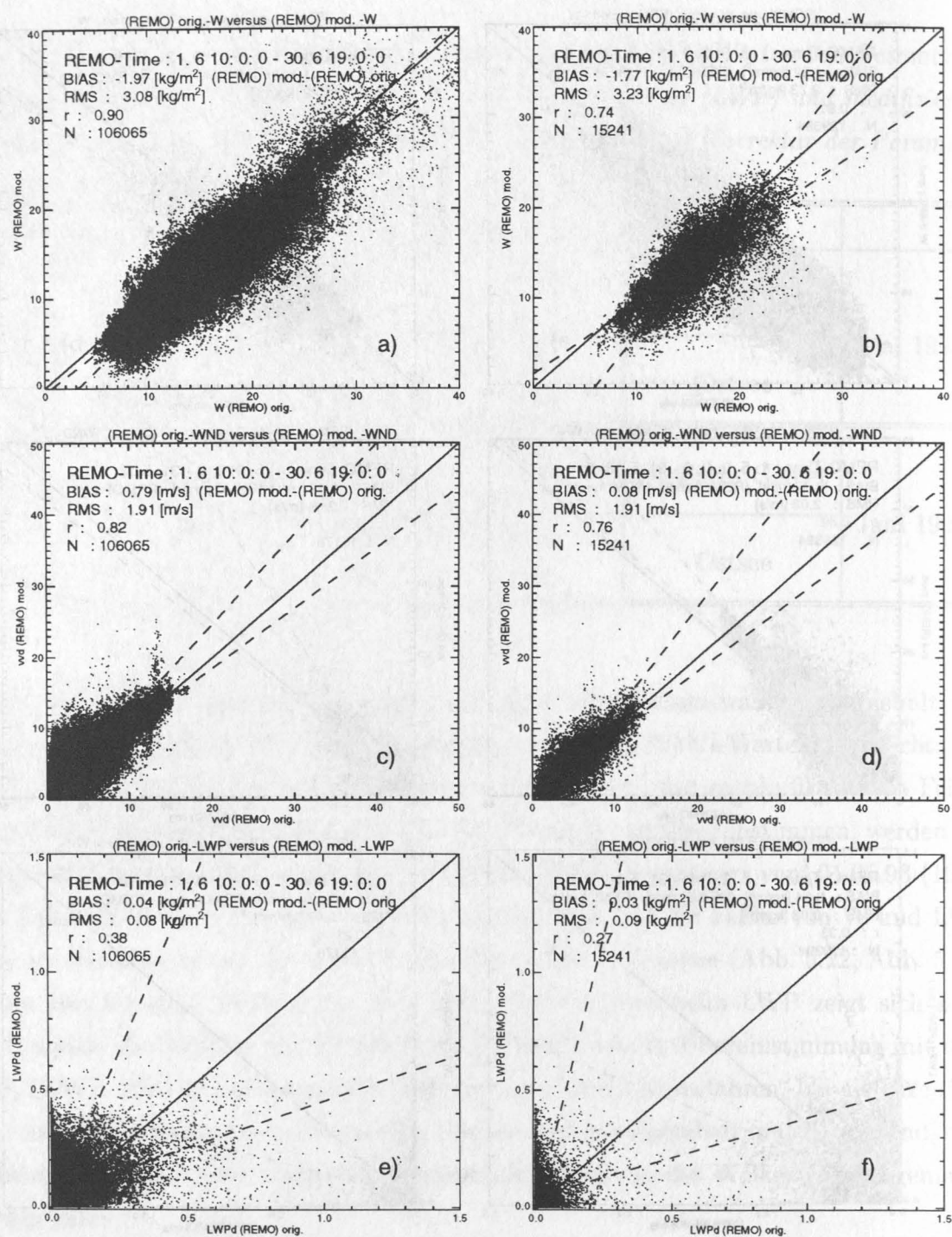


Abbildung 5.18: Streudiagramme der Parameter  $W$ ,  $WND$  und  $LWP$  berechnet von REMO gegen die modifizierten Werte von REMO nach der Iteration für das gesamte Modellgebiet (a, c, e) und für das Gebiet der Ostsee (b, d, f) (Juni 1993).



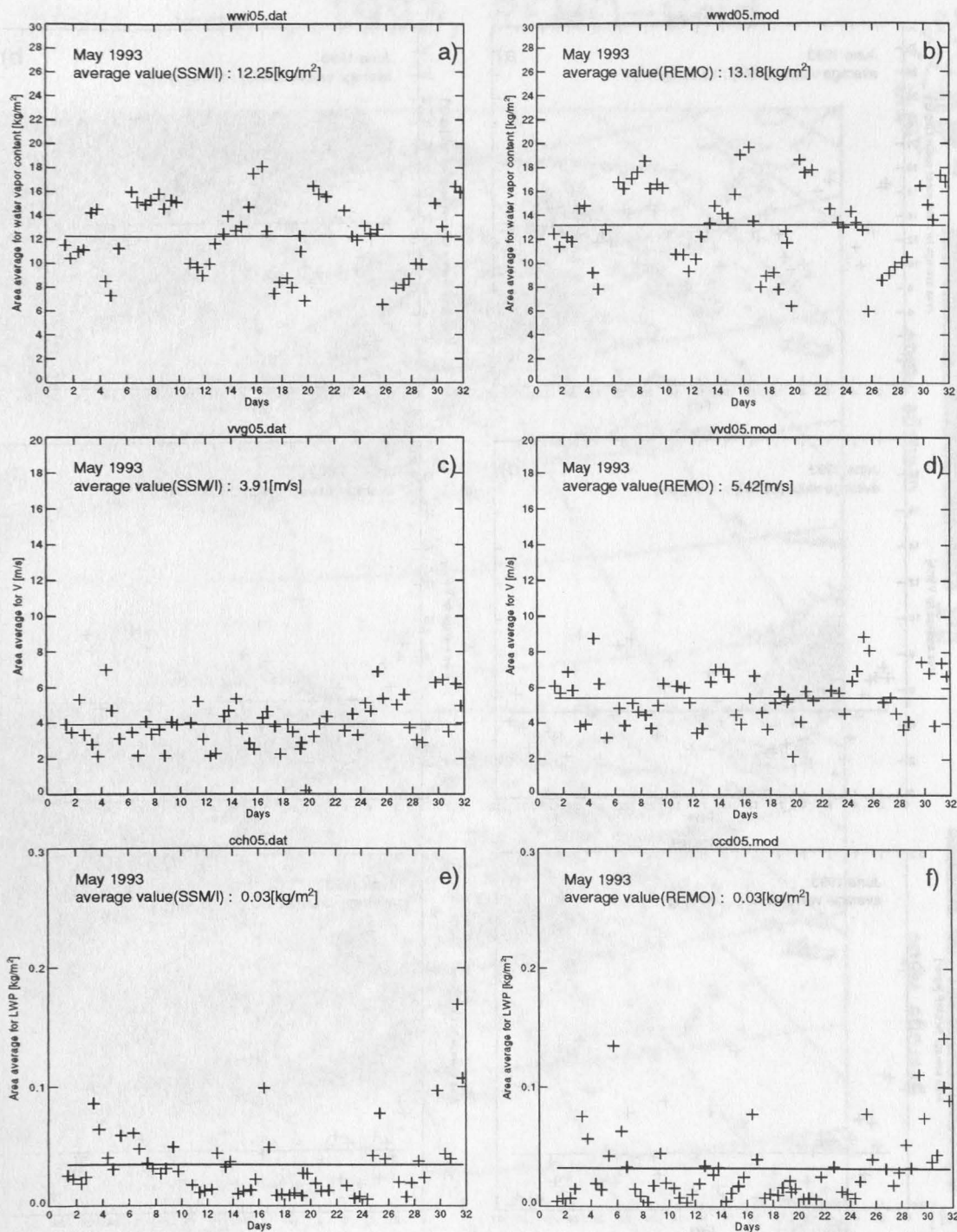


Abbildung 5.19: Flächenmittelwerte für das Gebiet der Ostsee von Gesamtwasserdampfgehalt (a, b), Bodenwind (c, d) und Wolkenwassergehalt (e, f) abgeleitet aus SSM/I-Daten (a, c, e) und berechnet aus REMO-Simulationen nach der Iteration (b, d, f) (Mai 1993).

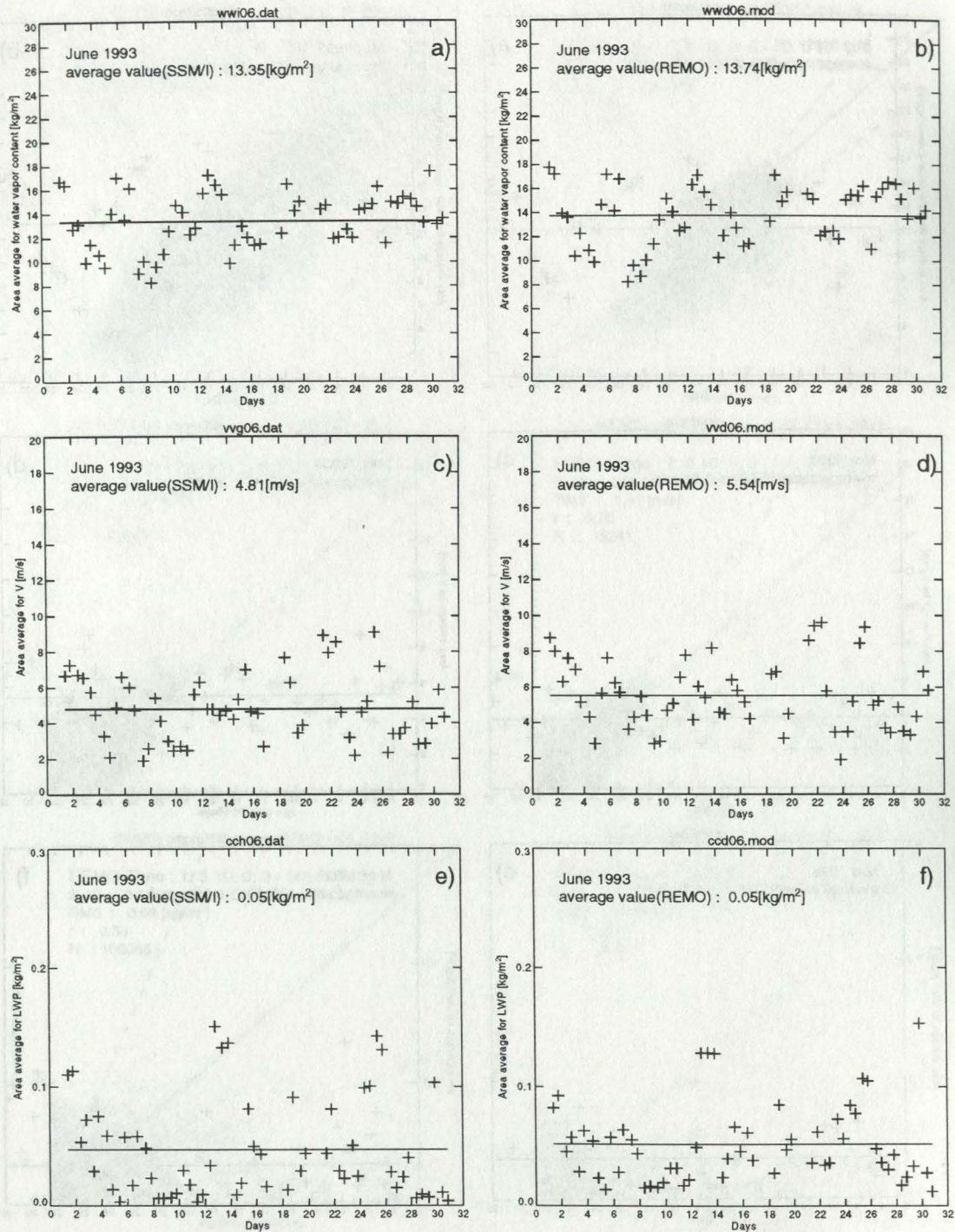


Abbildung 5.20: Flächenmittelwerte für das Gebiet der Ostsee von Gesamtwasserdampfgehalt (a, b), Bodenwind (c, d) und Wolkenwassergehalt (e, f) abgeleitet aus SSM/I-Daten (a, c, e) und berechnet aus REMO-Simulationen nach der Iteration (b, d, f) (Juni 1993).



1. May , 1993, REMO-Grid

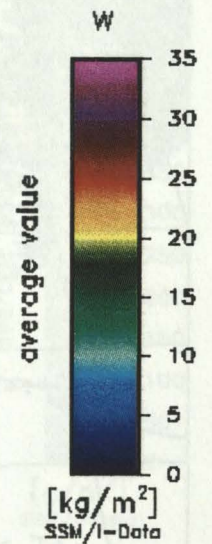
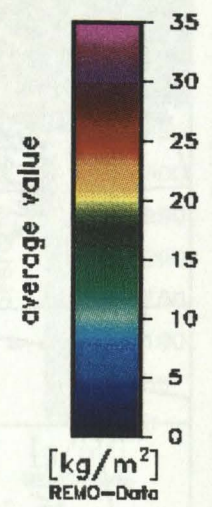
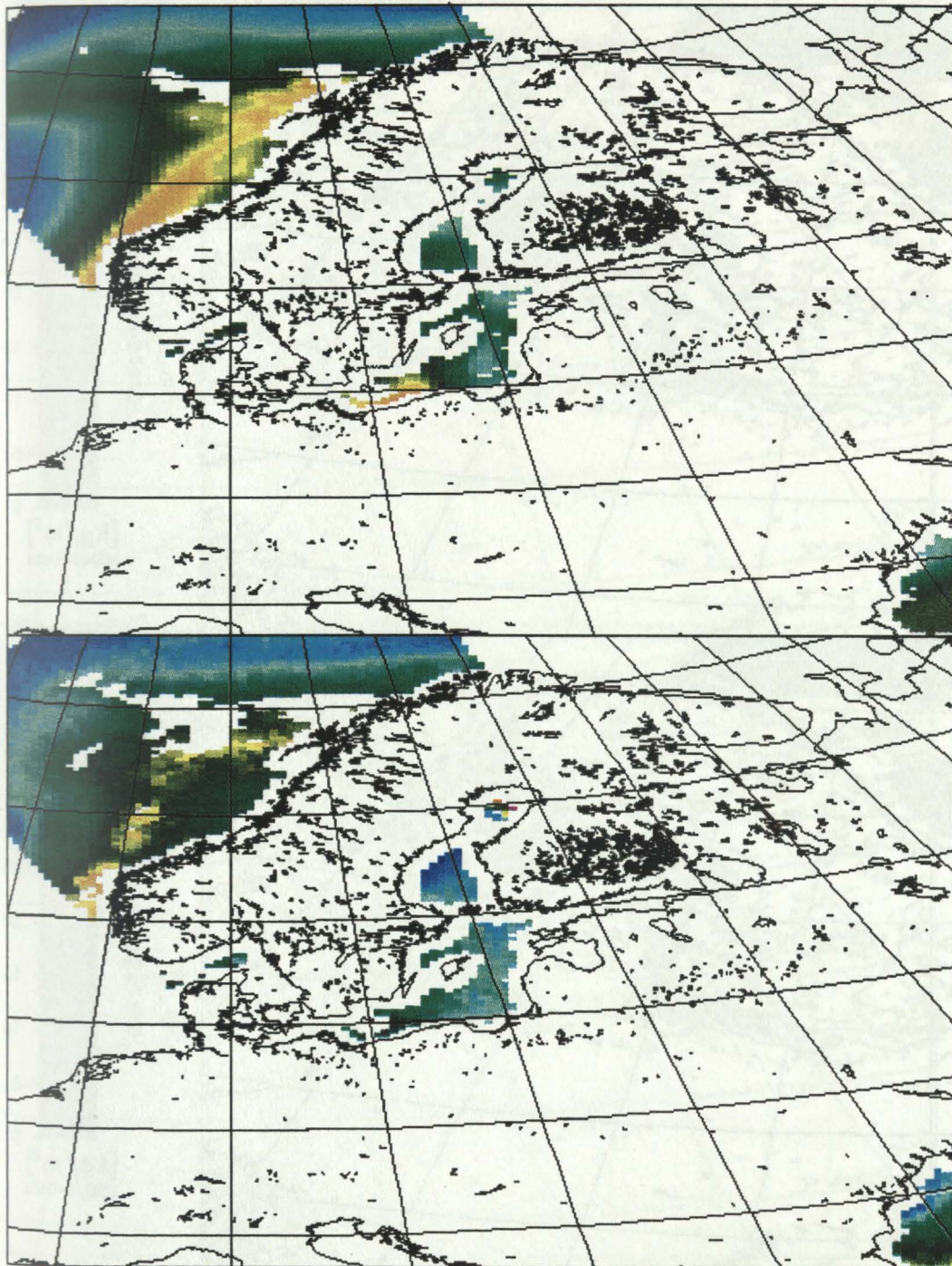


Abbildung 5.21: Gesamtwasserdampfgehalt ( $W$ ) berechnet von REMO (oben) und abgeleitet aus SSM/I-Daten (unten) (01.05.93, 19:00 UTC).



1. May , 1993, REMO-Grid

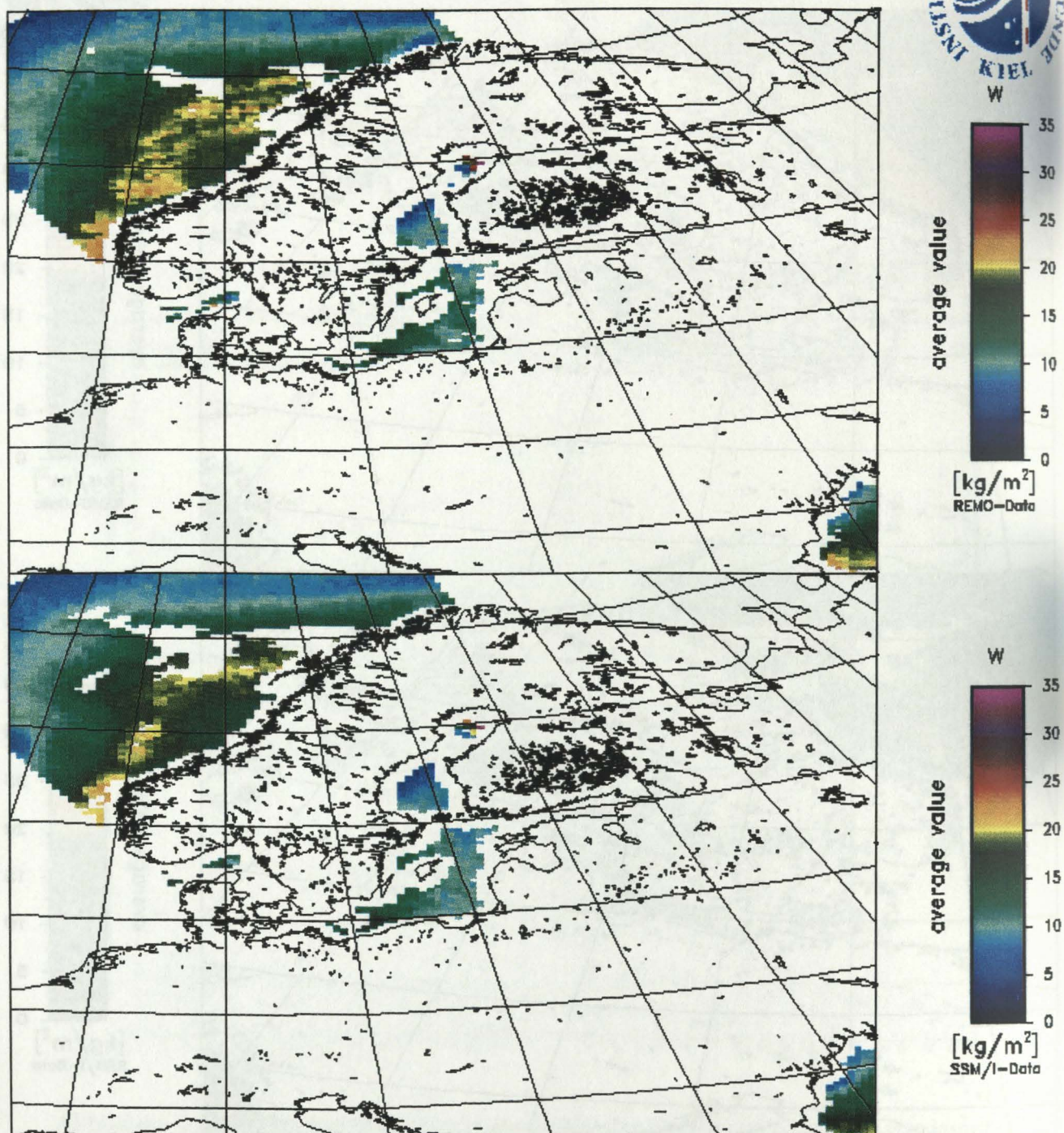


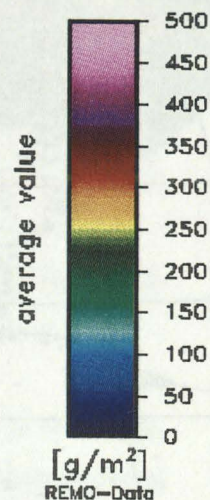
Abbildung 5.22: Gesamtwasserdampfgehalt ( $W$ ) von REMO modifiziert nach der Iteration (oben) und abgeleitet aus SSM/I-Daten (unten) (01.05.93, 19:00 UTC).



1. May , 1993, REMO-Grid



LWPD



LWPh

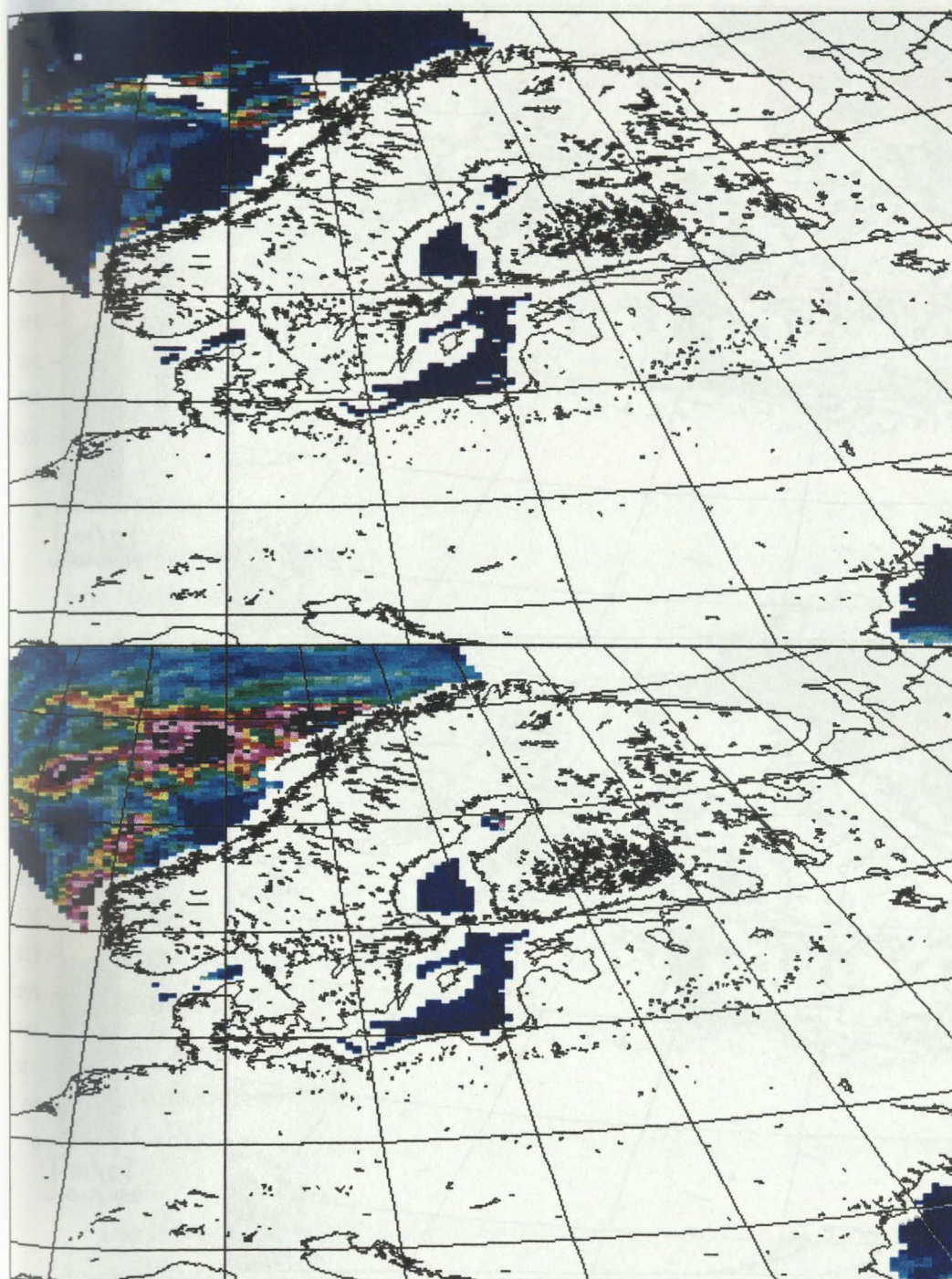
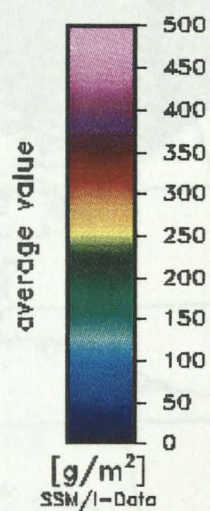


Abbildung 5.23: Flüssigwassergehalt (LWP) berechnet von REMO (oben) und abgeleitet aus SSM/I-Daten (unten) (01.05.93, 19:00 UTC).



1. May , 1993, REMO-Grid

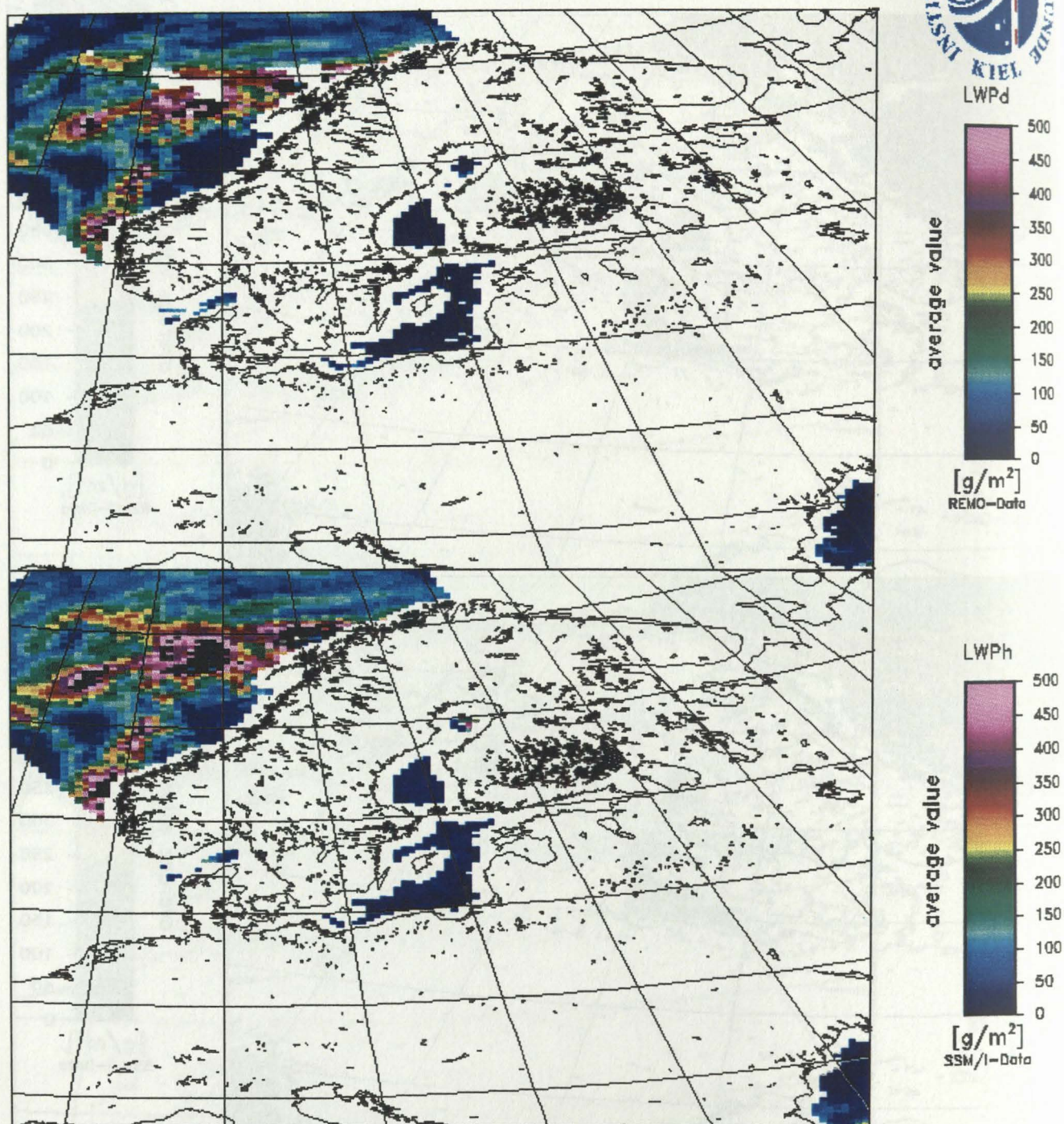


Abbildung 5.24: Flüssigwassergehalt (LWP) von REMO modifiziert nach der Iteration (oben) und abgeleitet aus SSM/I-Daten (unten) (01.05.93, 19:00 UTC).



## 5.4 Auswirkungen auf die Verdunstung

Eine wesentliche Komponente des zu untersuchenden Wasserkreislaufes ist die Verdunstung. Mit Hilfe des Bulkformalismus wird der Fluß latenter Wärme berechnet:

$$LE = \rho L_{LE} C_E v_{10} \Delta q$$

mit

$\rho$  = Luftdichte

$L_{LE}$  = Verdampfungswärme

$C_E$  = Bulkkoeffizient für Wasserdampf

$v_{10}$  = Windgeschw. in 10m

$\Delta q$  = Differenz zwischen der spezifischen Feuchte in 10 m Höhe und spezifischer Sättigungsfeuchte bei SST

Während der vom REMO berechnete bzw. korrigierte Bodenwind direkt in die Bulkformel eingeht, ergibt sich die spezifische Feuchte in 10 m aus den vom REMO berechneten bzw. nach der Iteration geänderten Feuchteprofilen. Da aber im REMO die erste Modellschicht, und damit auch die spezifische Feuchte, bei etwa 60 m liegt, muß diese auf die Referenzhöhe von 10 m heruntergerechnet werden. Dies geschieht unter Berücksichtigung des Vertikalprofils (Panofsky und Dutton, 1984):

$$q(z) - q_0 = \frac{q_*}{\kappa} \left[ \ln\left(\frac{z}{z_{0,q}}\right) - \Psi_E\left(\frac{z}{L}\right) \right] \quad (5.1)$$

mit

$q(z)$  = spez. Feuchte in Höhe  $z$

$q_0$  = spez. Feuchte am Boden

$q_*$  = Skalierungsgröße für  $q$

$\kappa$  = von Karman-Konstante

$z_{0,q}$  = Rauigkeitslänge für  $q$

$\Psi_E\left(\frac{z}{L}\right)$  = integrierte universelle Stabilitätsfunktion im diabatischen Profil von  $q$

Die integrierte Stabilitätsfunktion ergibt sich nach Paulson (1970) für labile Schichtung durch Substitution von  $x = (1 - 16 \cdot z/L)^{1/4}$ :

$$\Psi_E = 2 \cdot \ln \left( \frac{1 + x^2}{2} \right) \quad (5.2)$$

Tabelle 5.3: *BIAS und RMS-Fehler des latenten Wärmeflusses (LE) berechnet nach dem Bulkformalismus unter Verwendung des von REMO berechneten Bodenwindes (WND) und der spezifischen Feuchten am Boden und in 10 m gegen die geänderten Werte berechnet mit den nach der Iteration modifizierten Windgeschwindigkeiten am Boden und spezifischen Feuchten für das gesamte Gebiet und für das Gebiet der Ostsee. Der BIAS gibt die mittlere Korrektur des latenten Wärmeflusses in REMO an.*

Parameter	LE [ $W/m^2$ ]		
BIAS	16.72	gesamtes Gebiet	Mai 1993
RMS	28.85		
BIAS	8.78	Ostsee	
RMS	19.38		
BIAS	31.38	gesamtes Gebiet	Juni 1993
RMS	73.08		
BIAS	10.76	Ostsee	
RMS	24.88		

und für stabile Schichtung nach Dyer (1974):

$$\Psi_E = -4.7 \cdot z/L \tag{5.3}$$

Zur Bestimmung von q in 10 Metern Höhe ist jedoch die Kenntnis der Skalierungsgröße  $q_\star$  erforderlich:

$$q_\star = -\frac{E}{\rho \cdot u_\star} \tag{5.4}$$

Diese Skalierungsgröße läßt sich ebenso wie die Stabilität ( $z/L$ ) unter Verwendung der bulk-Parametrisierung des vertikalen Wasserdampfflusses ( $E = -\rho \cdot C_E \cdot v_{10} \cdot \overline{\Delta q}$ ) approximieren. Damit läßt sich dann die Rauigkeitslänge  $z_{0,q}$  aus dem Vertikalprofil (Gl. 5.1) in 60 m berechnen. Anschließend wird die spezifische Feuchte in 10 Metern Höhe ebenfalls aus Gl. 5.1 bestimmt, wobei die Bestimmung der Stabilität ( $z/L$ ) in 10 Metern Höhe iterativ erfolgt, in dem der jeweils letzte Schätzwert für  $z/L$  in die Berechnung eines verbesserten Näherungswertes eingeht. Die Berechnung der Bulkkoeffizienten  $C_E$  für den Wasserdampf erfolgt nach DeCosmo et al. (1996)

Mit den im vorigen Kapitel gezeigten Änderungen im Bodenwind und der Gesamtfeuchte kann nun eine erste Abschätzung über die Korrektur des Flusses latenter Wärme und damit der Verdunstung angegeben werden.

Betrachtet man das gesamte Modellgebiet, so zeigt sich für REMO im Mai 1993 eine mittlere Unterschätzung von  $17 \text{ W/m}^2$ , das entspricht einem Verdunstungsdefizit von 18 mm/Monat (Abb. 5.25 a), im Juni 1993 beträgt die Unterschätzung sogar  $31 \text{ W/m}^2$ , bzw. 32 mm/Monat (Abb. 5.25 c). Für das Gebiet der Ostsee fällt die Unterschätzung etwas geringer aus; sie beträgt im Mai nur  $9 \text{ W/m}^2$  (9 mm/Monat) und im Juni  $11 \text{ W/m}^2$  (11 mm/Monat) (Abb. 5.25 b, d). Wie weiter zu erkennen ist, fällt bei größeren Werten des latenten Wärmeflusses die Unterschätzung besonders im Juni 1993 höher aus als bei niedrigen Werten. Zusammenfassend sind die Korrekturen im latenten Wärmefluß noch einmal in Tab. 5.3 wiedergegeben.

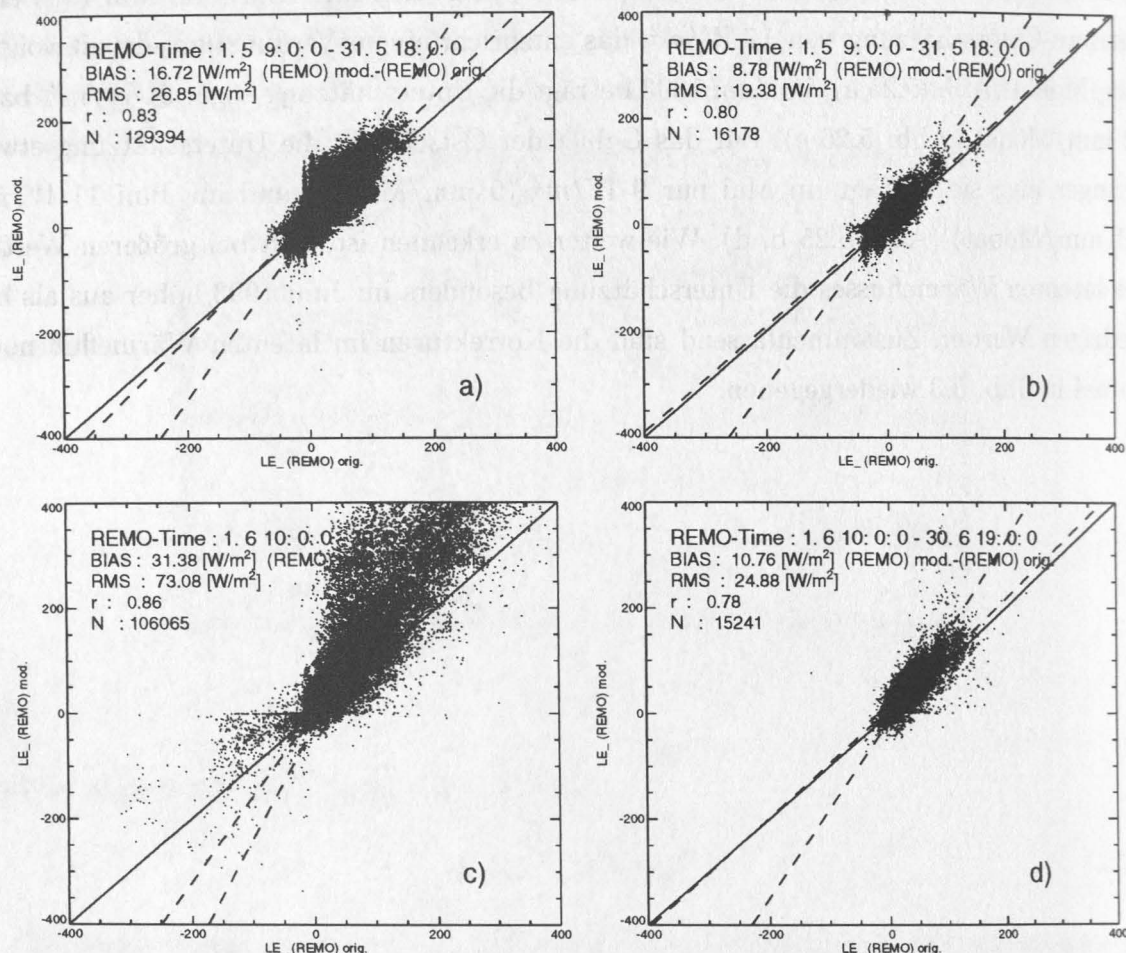


Abbildung 5.25: Streudiagramme des latenten Wärmeflusses (LE) für Mai (oben) und Juni (unten) 1993 berechnet nach dem Bulkformalismus unter Verwendung des von REMO berechneten Bodenwindes (WND) und der spezifischen Feuchten am Boden und in 10 m gegen die geänderten Werte berechnet mit den nach der Iteration modifizierten Windgeschwindigkeiten am Boden und spezifischen Feuchten für das gesamte Gebiet (a, c) und für das Gebiet der Ostsee (b, d).



## 5.5 Schlußbetrachtung

Für ein besseres Verständnis des Klimas und seiner Entwicklung in Nord- und Mitteleuropa ist die Kenntnis des Energie- und Wasserhaushaltes in diesem Gebiet notwendig. Ein wesentlicher Beitrag, den hydrologischen Zyklus für die Ostsee und ihren Einzugsbereich realistisch zu beschreiben, wurde mit der Entwicklung von numerischen Vorhersagemodellen geliefert. Diese Studie untersucht die Anwendbarkeit von Mikrowellenmessungen des SSM/I-Radiometers für die Validierung von REMO als einem dieser Vorhersagemodelle.

Vor der eigentlichen Anwendung steht aber die Bearbeitung der Satellitendaten. Insbesondere ist zu beachten, daß gerade über Wasserflächen mit geringer Ausdehnung wie der Ostsee die Helligkeitstemperaturen des SSM/I aufgrund ihrer relativ groben Auflösung von den Landemissivitäten beeinflusst werden. Die verfälschten Werte werden zuerst um diesen Landeinfluß korrigiert, bevor sie weiter verwendet werden können. Ein weiterer Aspekt sind die unterschiedlichen Auflösungen der einzelnen Kanäle, die ebenfalls verfälschte Werte liefern können und die mit einem geeigneten Verfahren auf eine einheitliche Auflösung gebracht werden. Eine neue Korrektur, die systematische Differenzen zwischen modellierten und gemessenen Helligkeitstemperaturen minimieren soll, wird entwickelt.

Der direkte Vergleich der REMO-Felder von SST, W, WND, und LWP mit denen, die sich aus Satellitendaten ableiten lassen, zeigt, daß REMO den Gesamtwasserdampfgehalt überschätzt, während WND in REMO unterschätzt wird. Keine Korrelation ist zwischen REMO- und SSM/I-LWP zu erkennen, während sich weitgehend nur geringe Unterschiede zwischen REMO- und AVHRR-SST zeigen. Lediglich in Auftriebsgebieten (Küsten) zeigen sich etwas größere Unterschiede in den SST-Werten.

Ein zweites Verfahren wurde entwickelt, welches die gemessenen Helligkeitstemperaturen direkt mit denen vergleicht, die sich unter Verwendung der REMO-Feuchte- und Temperaturprofile mit einem Strahlungstransportmodell simulieren lassen. Ein Test dieser Methode zeigt, daß sich der Gesamtwasserdampfgehalt, der Bodenwind und das Wolkenflüssigwasser recht gut rekonstruieren lassen. Die Erweiterung des Verfahrens auf die Feuchtprofilstruktur scheitert jedoch, da das SSM/I-Radiometer zwar sensitiv auf den Gesamtwasserdampfgehalt allerdings kaum auf das Feuchtprofil reagiert.

Es konnte gezeigt werden, daß das Newton-Iterationsverfahren sich als geeignete Methode erweist, um Ergebnisse von numerischen Modellen, insbesondere die von Regionalmodellen, zu verifizieren. Als Ergebnisse stellten sich heraus, daß REMO für die Periode

Mai/Juni 1993 im Mittel einerseits etwas zu geringe Windgeschwindigkeiten liefert, andererseits zu hohe Feuchten berechnet. Diese Resultate führen dazu, daß für beide Monate die Verdunstung unterschätzt wird. Da das Wolkenflüssigwasser im REMO nur für stratiforme Bewölkung berechnet wird, ist es zudem möglich, mit dem Iterationsverfahren eine realistische Angabe über das Wolkenwasser zu machen. Neben der Möglichkeit die Methode als Verifikationsverfahren zu nutzen, stellt sie einen effektiven Algorithmus zur Ableitung geophysikalischer Parameter dar. Voraussetzung ist hierfür nur ein geeignetes Startprofil, wie es z.B. von Vorhersagemodellen geliefert werden kann.



## Literatur

- [1] **Alishouse**, J.C., S.A. Snyder, J. Vongsathorn und R.R. Ferraro; 1990: *Determination of oceanic total precipitable water from the SSM/I*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 28, 811-816.
- [2] **Clemens**, M.; 1998: *Sensitivitätsstudien der im REMO implementierten Parametrisierungen des EM/DM und des ECHAM4*. Diplomarbeit am Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität Kiel, 114 S.
- [3] **Crosby**, D.S., R.R. Ferraro, und H. Wu; 1995: *Estimating the Probability of Rain in an SSM/I-FOV Using Logistic Regression*. J. Appl. Meteorol., 34, 2476-2480.
- [4] **DeCosmo**, J., K.B. Katsaros, S.D. Smith, R.J. Anderson , W.A. Oost, K. Bumke und H. Chadwick; 1996: *Air-sea exchange of the water vapor and sensible heat: The Humidity Over the Sea (HEXOS) results*. J. Geophys. Research, 101, C5, 12001-12016.
- [5] **Dyer**, A.J.; 1974: *A review of flux profile relationships*. Boundary Layer Meteorology, 7, 363-372.
- [6] **Eyre**, J.R.; 1989: *Inversion of cloudy satellite sounding radiances by nonlinear optimal estimation*. Q.J.R. Meteorol. Soc., 115, 1001-1037.
- [7] **Fuhrhop**, R.; 1995: *Fehleranalyse passiver Mikrowellenmessungen des Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)*. Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität Kiel, Nr. 267, 102 S.
- [8] **Fuhrhop**, R. und E. Ruprecht; 1994: *An improved total precipitable water algorithm for cloudy situations*. In: Microwave Radiometry And Remote Sensing Of The Environment, Ed: D. Salimini, VSP Verlag Utrecht, 165-174.
- [9] **Goodberlet**, M.A., C.T. Swift, und J.C. Wilkerson; 1990: *Ocean surface wind speed measurements of the Special Sensor Microwave/ Imager (SSM/I)*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 28, 823-827.
- [10] **Grüner**, K.; 1991: *Einsatz der Mikrowellenradiometrie zur Bestimmung von meteorologischen Umweltparametern*. Fernerkundung in der Meteorologie. PROMET, 21, Heft 1/2, 37-42.

- [11] **Hollinger**, J.P., R. Loe, G. Poe, R.C. Savage und J.L. Peirce; 1987: *Special Sensor Microwave/Imager users guide*. Naval Research Laboratory, Washington, D.C., 120 S.
- [12] **Kakar**, R.K.; 1983: *Retrieval of clear sky moisture profiles using the 183 GHz water vapor Line*. J. Climate Appl. Meteor., 22, 1282-1289.
- [13] **Karlsson**, K.-G.; 1997: *An Introduction to Remote Sensing in Meteorology*. Reprint of the SMHI, 315 S.
- [14] **Karstens**, U., E. Ruprecht und C. Simmer; 1995: *Remote sensing of cloud liquid water*. Meteorol. Atmos. Phys., 54, 157-171.
- [15] **Kraus**, K. und W. Schneider; 1988: *Fernerkundung. Band 1: Physikalische Grundlagen und Aufnahmetechniken*. Dümmler Verlag, Bonn, 291 S.
- [16] **Lane**, J.A. und J.A. Saxton; 1952: *Electrical properties of sea water, reflection and attenuation characteristics at VHF*. Wireless Engeneer, 29, No. 349, 269-275.
- [17] **Liou**, K.N.; 1980: *An introduction to atmospheric radiation*. Intern. Geophys. Series, 26, Academic Press, Inc., 392 p.
- [18] **Liebe**, H.J. und D.H. Layton; 1987: *Millimeter-wave properties of the atmosphere: Laboratory Studies and Propagation Modelling: Technical report*. U.S. Dept. of Commerce, National Telecommunications and Information Administration, Institute for Communication Sciences, Boulder, CO 80303-3328.
- [19] **Majewski**, et al.; 1995: *Dokumentation des EM/DM-Systems*. Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, Abteilung Forschung, Postfach 10 04 65, 63004 Offenbach a. M.
- [20] **Monahan**, E.C. und I.G. O'Muircheartaigh; 1986: *Whitecaps and the passive remote sensing of the ocean surface*. Int. J. Remote Sens., 7(5), 627-642.
- [21] **Nordberg**, W., J. Conway, D.B. Ross und T.T. Wilheit; 1971: *Measurement of microwave emission from a foam covered wind driven sea*. J. Atm. Sc., 28, 3, 429-435.
- [22] **Panofsky**, H. und J. Dutton; 1984: *Atmospheric turbulence*. Interscience Publishers, John Wiley and Sons, New York, 397 pp.

- [23] **Paulson, C.A.**; 1970: *The mathematical representation of wind speed and temperature profile in the unstable atmospheric surface layer*. J. Appl. Met., 9, 857-861.
- [24] **Phallipou, L.**; 1996: *Variational retrieval of humidity profile, wind speed and cloud liquid water path with SSM/I: Potential for numerical weather prediction*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 122, 327-355.
- [25] **Prabhakara, C., I. Wang, A.T.C. Chang und P. Gloersen**; 1982: *A statistical examination of Nimbus 7 SMMR data and remote sensing of sea surface temperature, liquid water content in the atmosphere and surface wind speed*. NASA Technical Memorandum 84927, 48 p.
- [26] **Quenzel, H., P. Köpke und K.T. Kriebel**; 1983: *Fernerkundungsmethoden*. PROMET, 20, Heft 3/4, 9-13.
- [27] **Robinson, W.D., C. Kummerow und W.S. Olson**; 1992: *Matching the Resolution of Microwave Measurements from the SSM/I-Instrument*. IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing, 30, 3, 419-429.
- [28] **Rodgers, C.D.**; 1976: *Retrieval of Atmospheric Temperature and Composition From Remote Measurements of Thermal Radiation*. Reviews of Geophysics and Space Physics, 14, 4, 609-624.
- [29] **Schluessel, P. und W.J. Emery**; 1990: *Atmospheric Water Vapor over Oceans from SSM/I Measurements*. Int. J. Remote Sens., 11(5), 753-766.
- [30] **Schrader, M.**; 1995: *Ein Dreiskalenmodell zur Berechnung der Reflektivität der Ozeanoberfläche im Mikrowellenfrequenzbereich*. Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Christian-Abrechts-Universität Kiel, Nr. 274, 119 S.
- [31] **Sethmann, R.**; 1993: *Auflösungsverbesserung von SSM/I-Daten durch Bildrestaurationsverfahren*. Dissertation Fachbereich 1 Physik, Universität Bremen.
- [32] **Simmer, C.**; 1994: *Satellitenfernerkundung hydrologischer Parameter der Atmosphäre mit Mikrowellen*. Verlag Dr. Kovac, 313 S.
- [33] **Steffen, K., J. Key, D.J. Cavalieri, J. Comiso P. Gloersen, K. St.Germain und J. Rubinstein**; 1992: *The Estimation of Geophysical Parameters Using Passive Micro-*

wave Algorithms. Microwave Remote Sensing of Sea Ice, Geophysical Monograph 68, 202-231.

- [34] **Wentz, F.J.**; 1988: *User's Manual, SSM/I Antenna Temperature Tapes*. RSS Technical Report 032588, Remote Sensing Systems, 1101 College Ave., Suite 220, Santa Rosa, CA 95404, 24p.
- [35] **Wentz, F.J.**; 1991: *Measurement of oceanic wind vector using satellite microwave radiometers*. Technical Report 051591, Remote Sensing Systems, 1101 College Ave., Suite 220, Santa Rosa, CA 95404, 33p.
- [36] **Wisler, M.M. und J.P. Hollinger**; 1977: *Estimation of Marine Environmental Parameters using Microwave Radiometric Remote Sensing Systems*. Naval Research Laboratory Memo Rept. 3661.
- [37] **Ulaby, F.T., R.K. Moore und A.K. Fung**; 1981: *Microwave remote sensing, active and passive, Vol. I: Fundamentals and radiometry*. Addison Wesley Publ. Comp., London 456 p.



# A ANHANG Streudiagramme der SSM/I- und modellierten REMO-Helligkeitstemperaturen (nach Iteration)

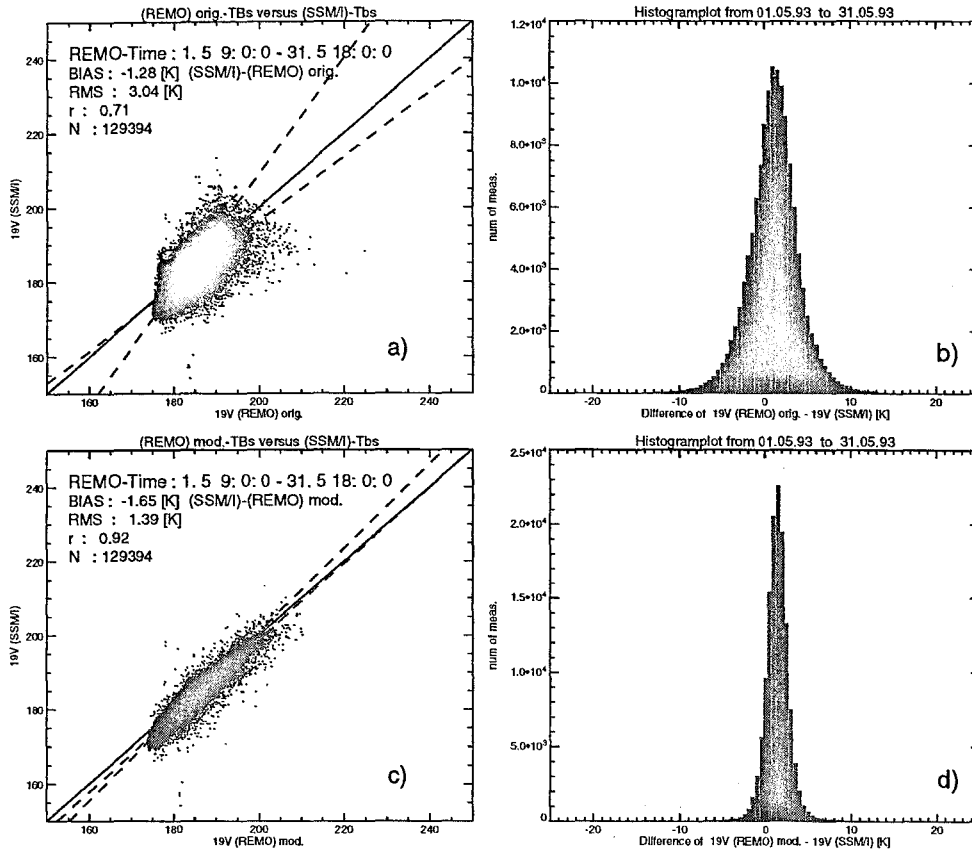


Abbildung A.1: Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des Kanals 19 GHz vertikal polarisiert gemessen von SSM/I gegen die simulierten Werte von REMO (a) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (b), sowie die gemessenen Helligkeitstemperaturen gegen die modifizierten Helligkeitstemperaturen von REMO nach der Iteration (c) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (d) (Mai 1993).

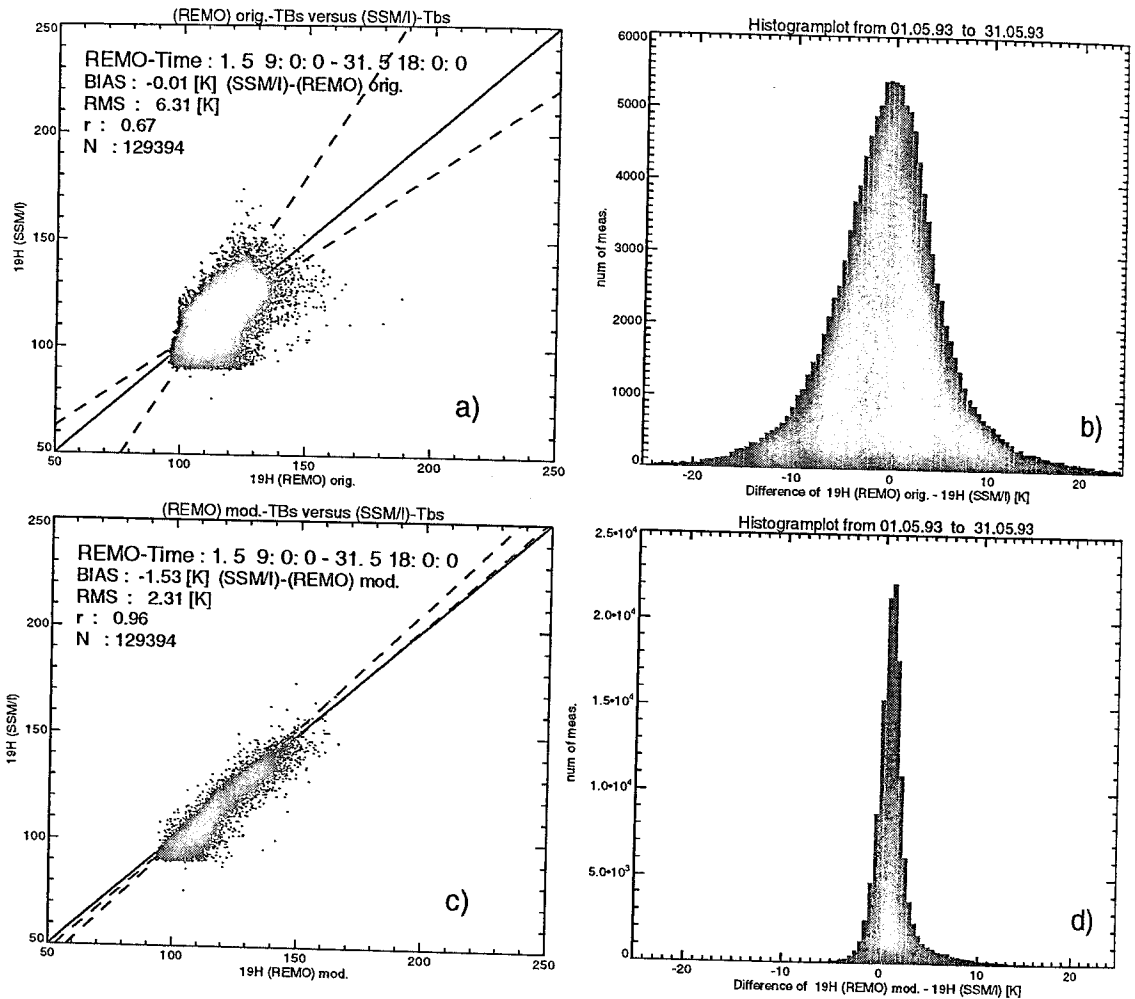


Abbildung A.2: Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des Kanals 19 GHz horizontal polarisiert gemessen von SSM/I gegen die simulierten Werte von REMO (a) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (b), sowie die gemessenen Helligkeitstemperaturen gegen die modifizierten Helligkeitstemperaturen von REMO nach der Iteration (c) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (d) (Mai 1993).

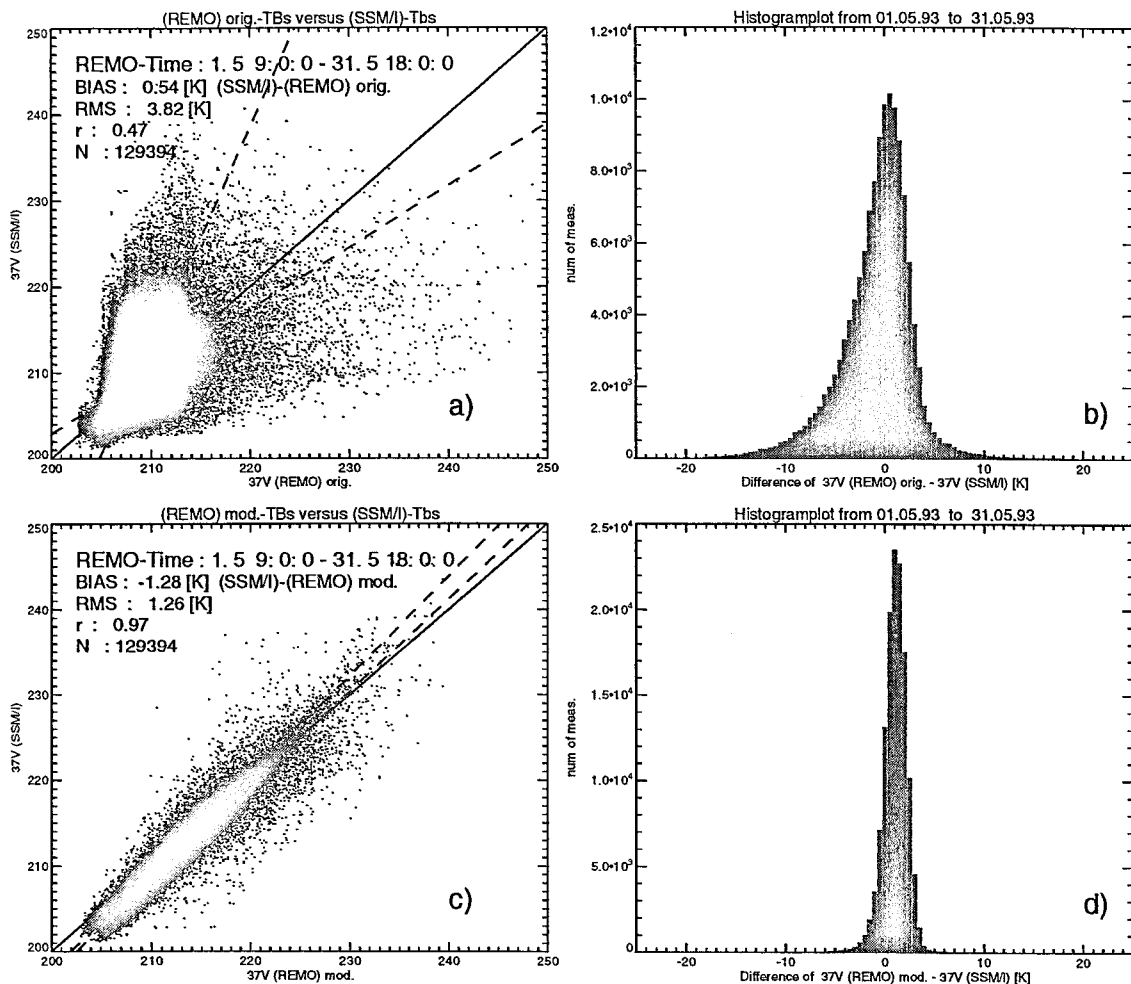


Abbildung A.3: Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des Kanals 37 GHz vertikal polarisiert gemessen von SSM/I gegen die simulierten Werte von REMO (a) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (b), sowie die gemessenen Helligkeitstemperaturen gegen die modifizierten Helligkeitstemperaturen von REMO nach der Iteration (c) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (d) (Mai 1993).



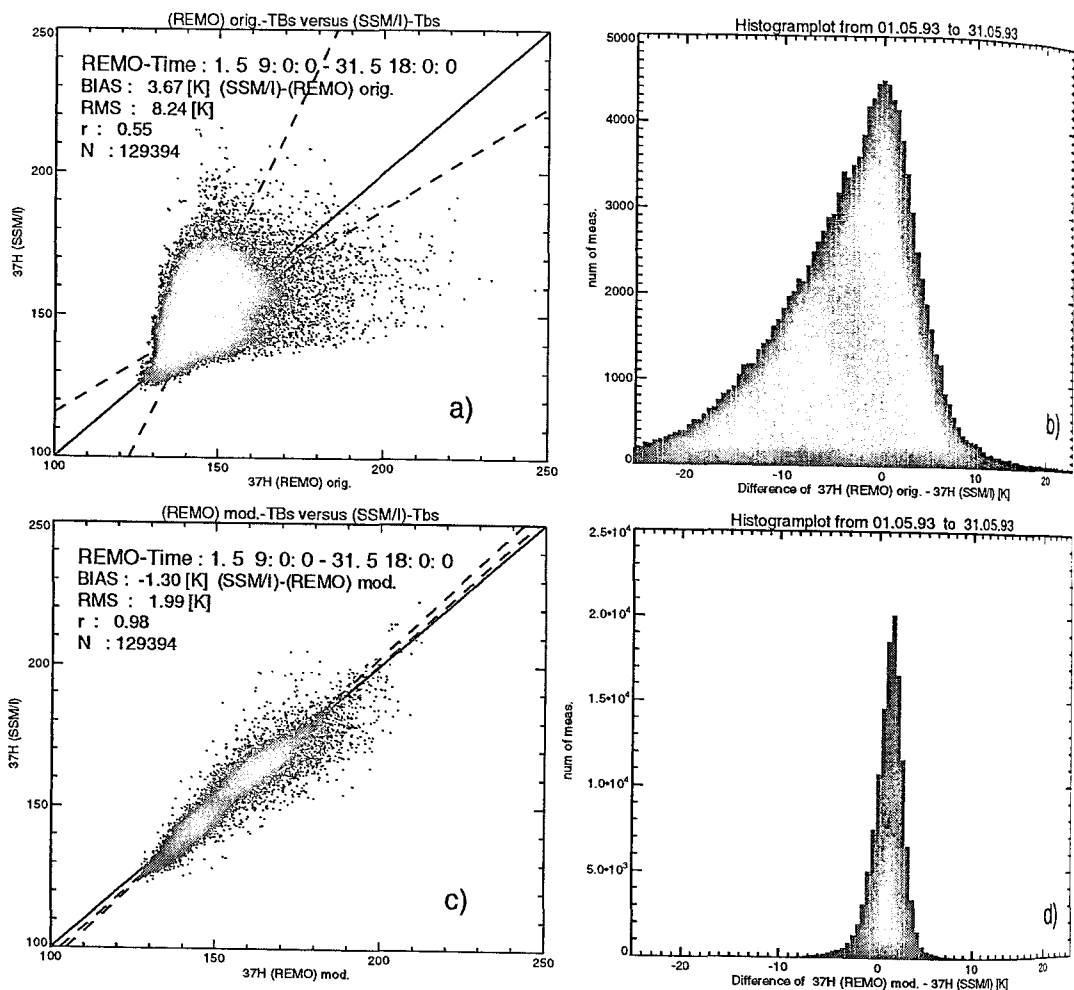


Abbildung A.4: Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des Kanals 37 GHz horizontal polarisiert gemessen von SSM/I gegen die simulierten Werte von REMO (a) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (b), sowie die gemessenen Helligkeitstemperaturen gegen die modifizierten Helligkeitstemperaturen von REMO nach der Iteration (c) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (d) (Mai 1993).

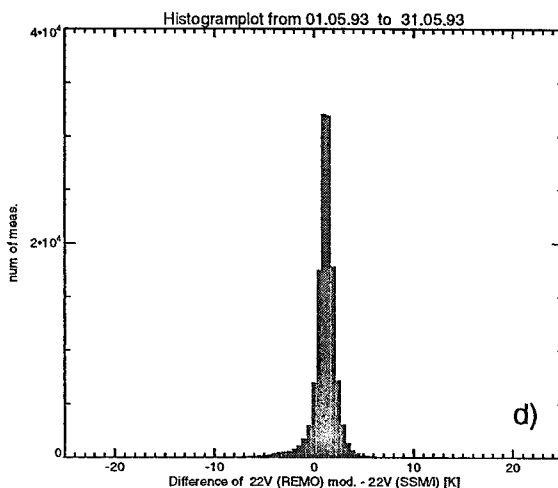
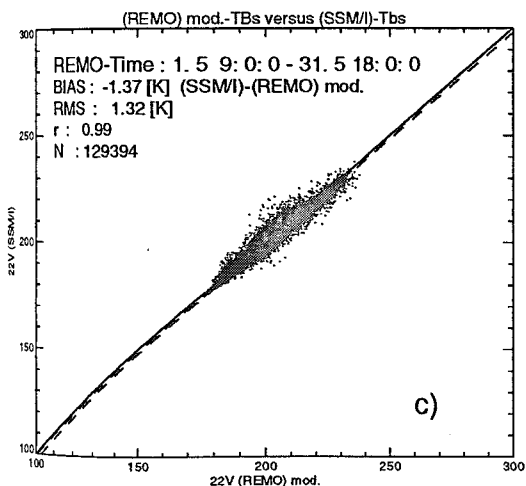
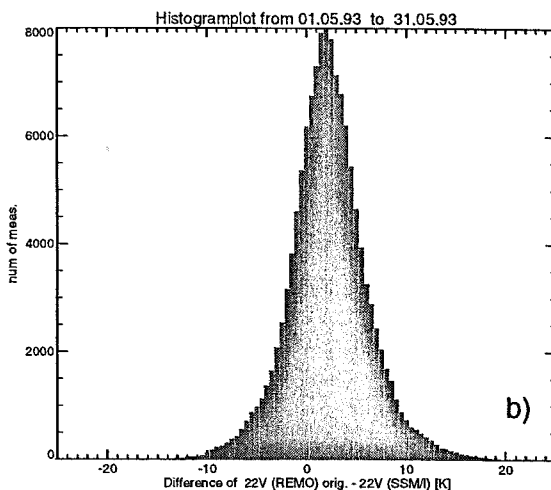
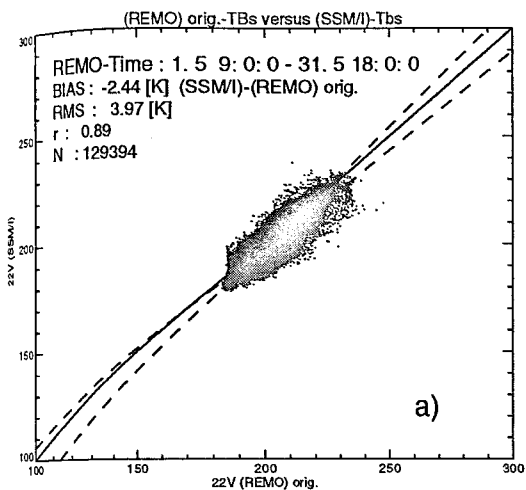


Abbildung A.5: Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des Kanals 22 GHz vertikal polarisiert gemessen von SSM/I gegen die simulierten Werte von REMO (a) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (b), sowie die gemessenen Helligkeitstemperaturen gegen die modifizierten Helligkeitstemperaturen von REMO nach der Iteration (c) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (d) (Mai 1993).

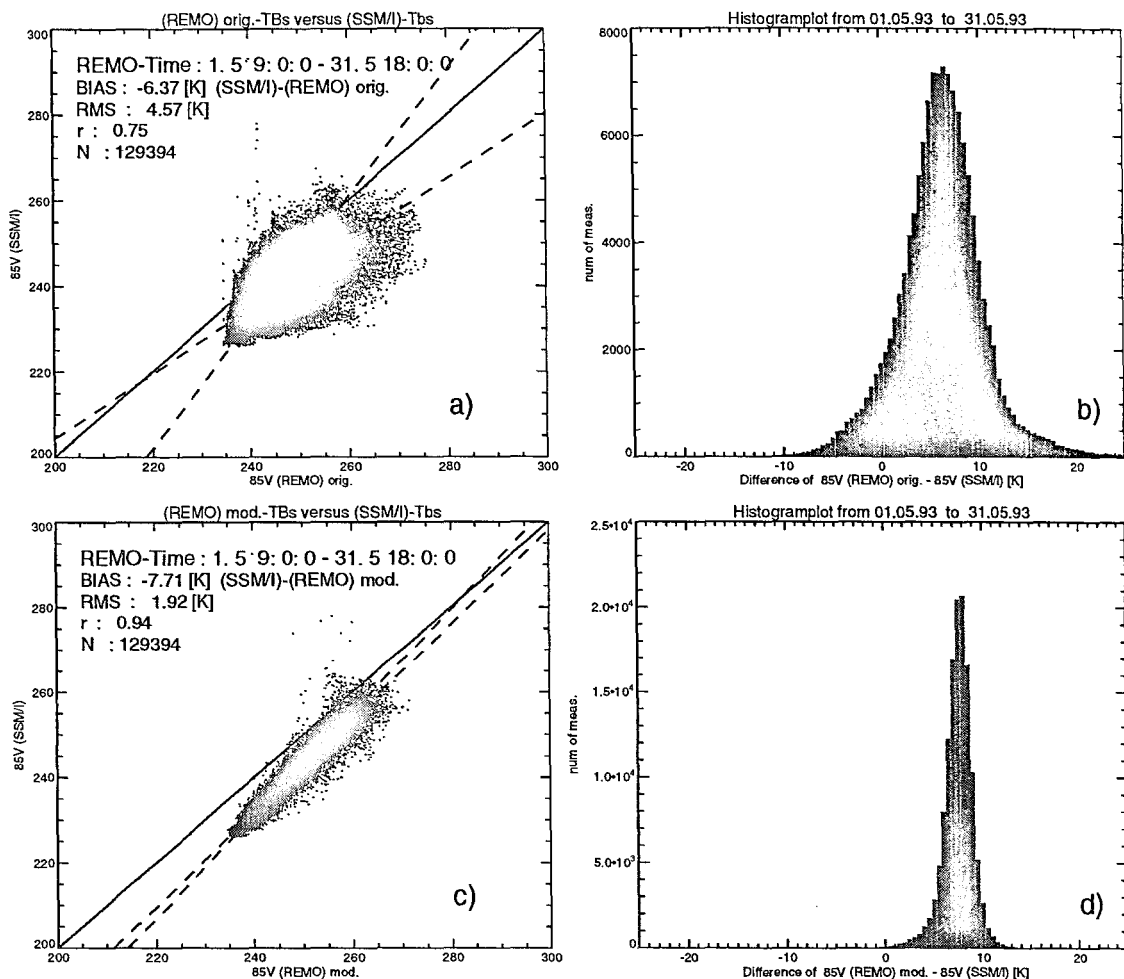


Abbildung A.6: Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des Kanals 85 GHz vertikal polarisiert gemessen von SSM/I gegen die simulierten Werte von REMO (a) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (b), sowie die gemessenen Helligkeitstemperaturen gegen die modifizierten Helligkeitstemperaturen von REMO nach der Iteration (c) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (d) (Mai 1993).

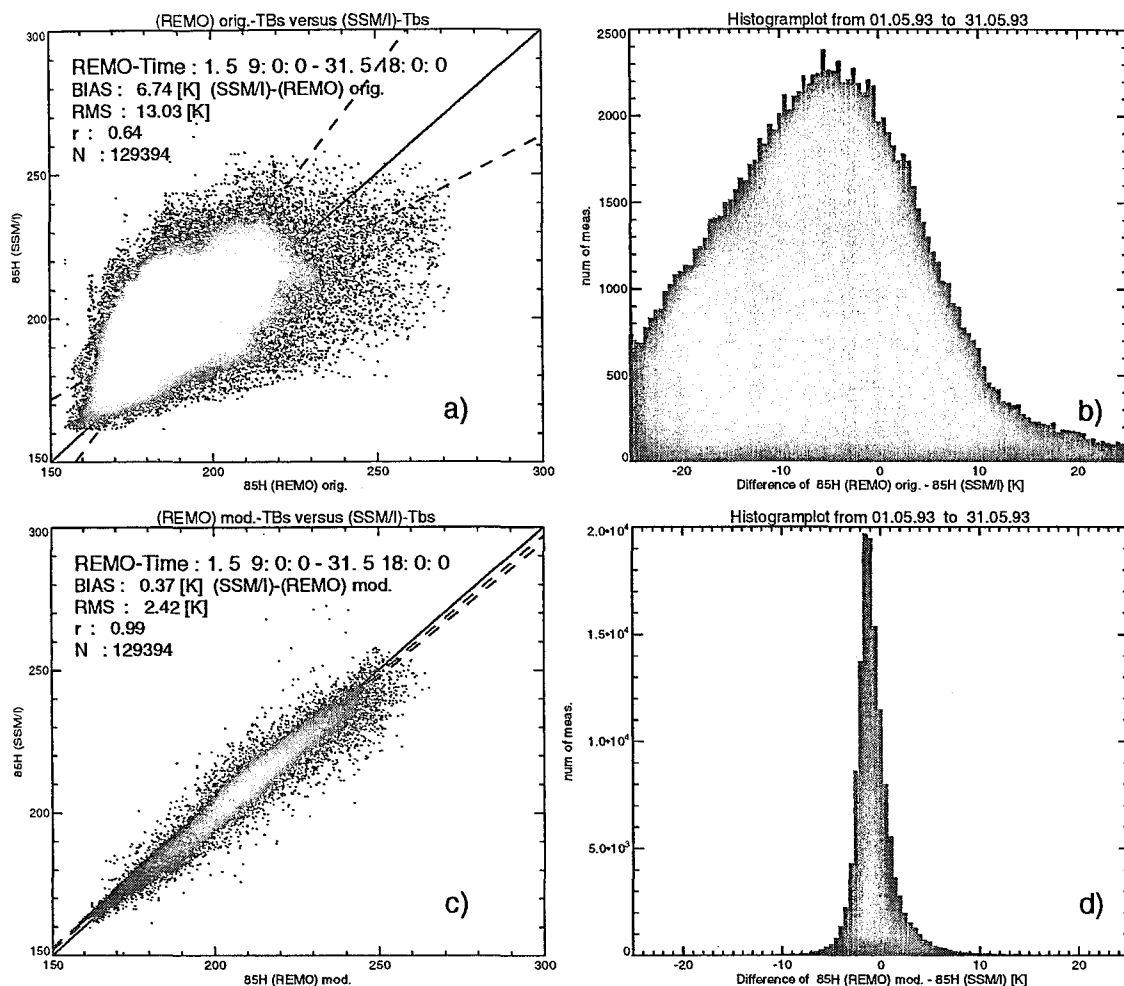


Abbildung A.7: Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des Kanals 85 GHz horizontal polarisiert gemessen von SSM/I gegen die simulierten Werte von REMO (a) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (b), sowie die gemessenen Helligkeitstemperaturen gegen die modifizierten Helligkeitstemperaturen von REMO nach der Iteration (c) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (d) (Mai 1993).

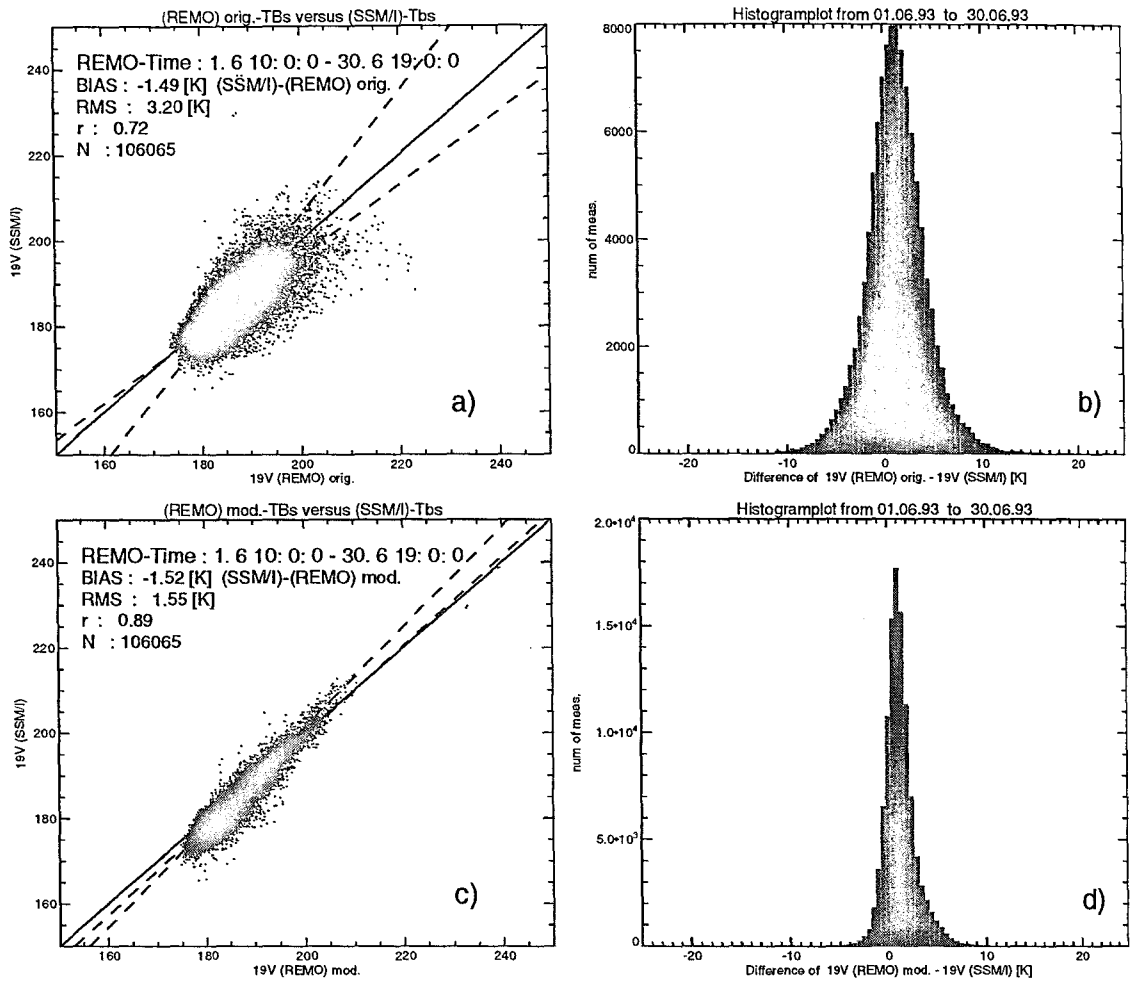


Abbildung A.8: Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des Kanals 19 GHz vertikal polarisiert gemessen von SSM/I gegen die simulierten Werte von REMO (a) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (b), sowie die gemessenen Helligkeitstemperaturen gegen die modifizierten Helligkeitstemperaturen von REMO nach der Iteration (c) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (d) (Juni 1993).

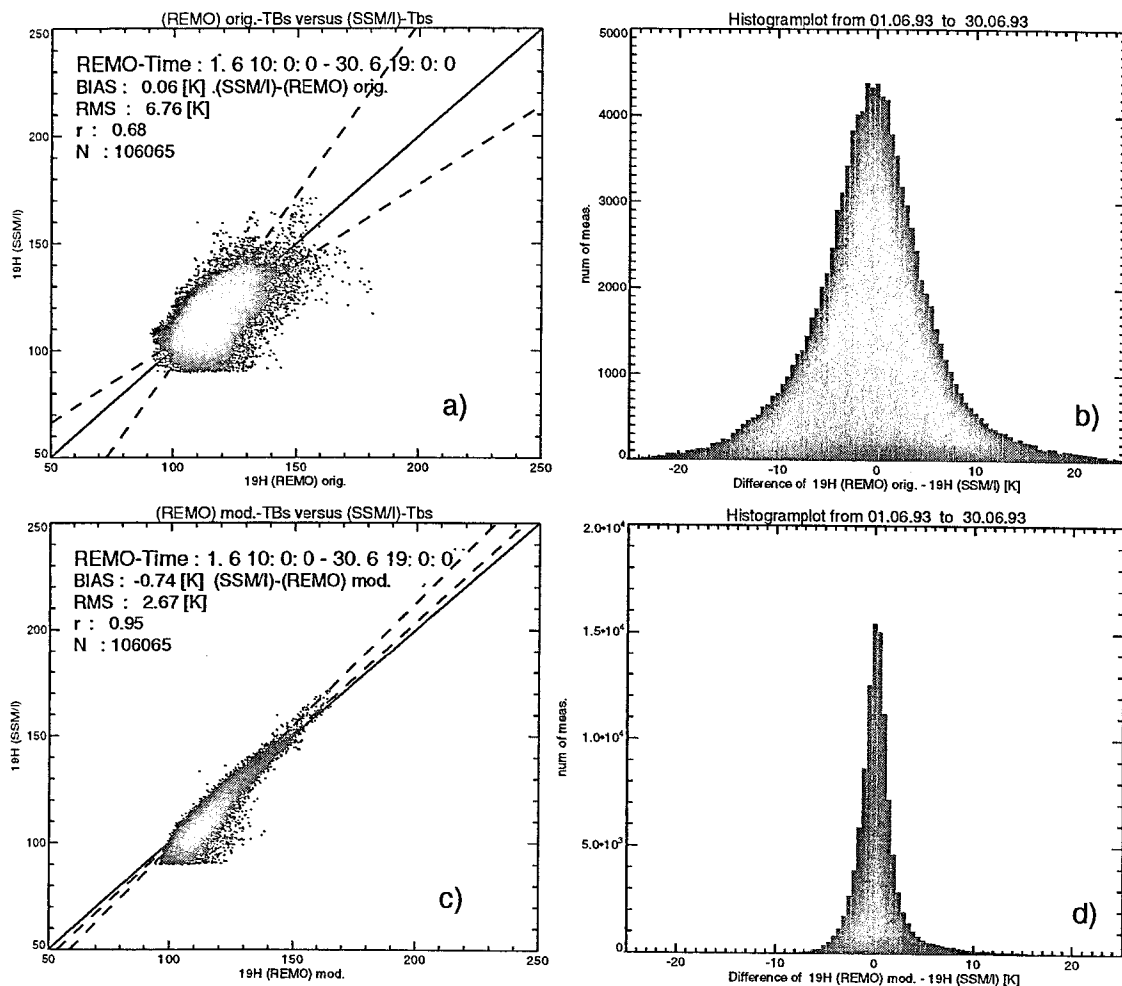


Abbildung A.9: Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des Kanals 19 GHz horizontal polarisiert gemessen von SSM/I gegen die simulierten Werte von REMO (a) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (b), sowie die gemessenen Helligkeitstemperaturen gegen die modifizierten Helligkeitstemperaturen von REMO nach der Iteration (c) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (d) (Juni 1993).



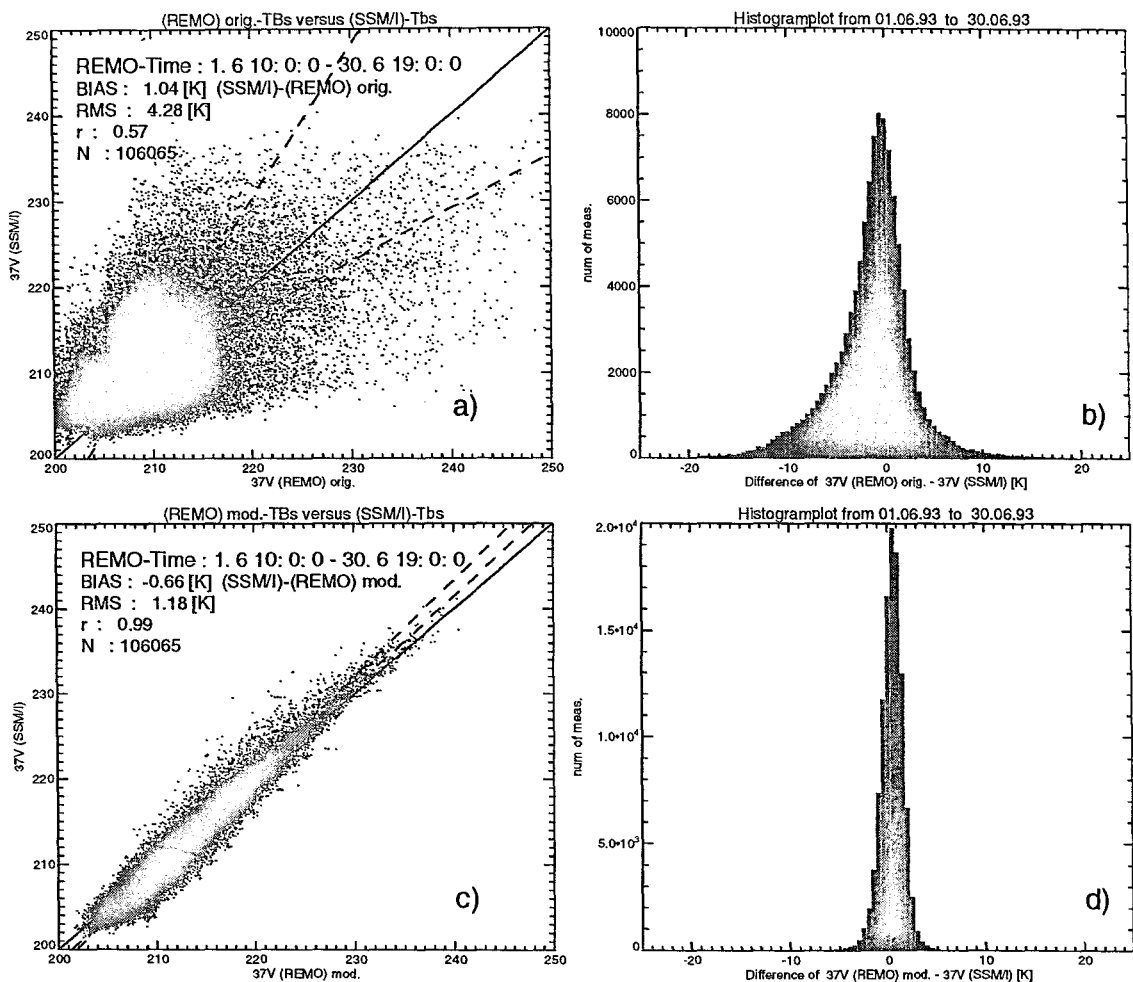


Abbildung A.10: Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des Kanals 37 GHz vertikal polarisiert gemessen von SSM/I gegen die simulierten Werte von REMO (a) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (b), sowie die gemessenen Helligkeitstemperaturen gegen die modifizierten Helligkeitstemperaturen von REMO nach der Iteration (c) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (d) (Juni 1993).

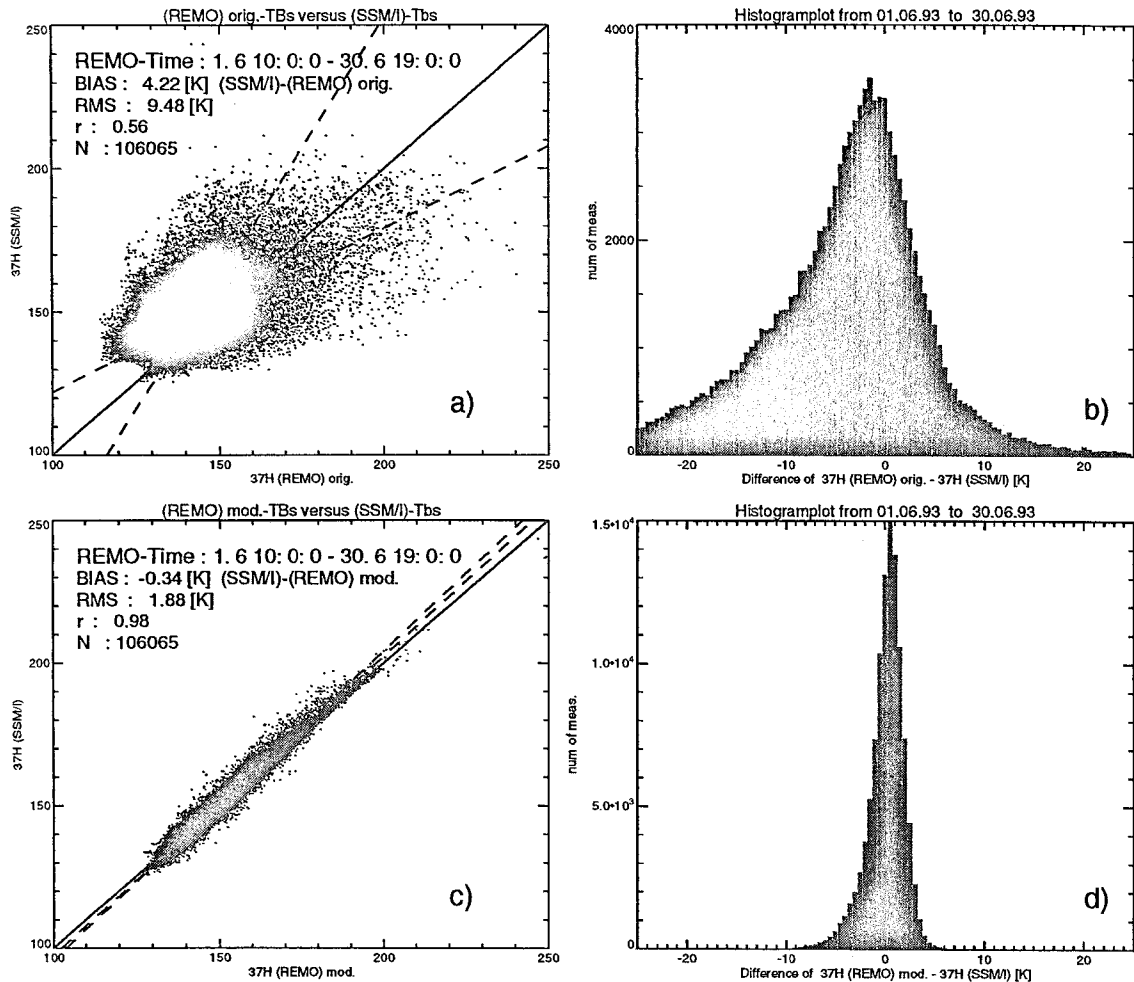


Abbildung A.11: Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des Kanals 37 GHz horizontal polarisiert gemessen von SSM/I gegen die simulierten Werte von REMO (a) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (b), sowie die gemessenen Helligkeitstemperaturen gegen die modifizierten Helligkeitstemperaturen von REMO nach der Iteration (c) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (d) (Juni 1993).

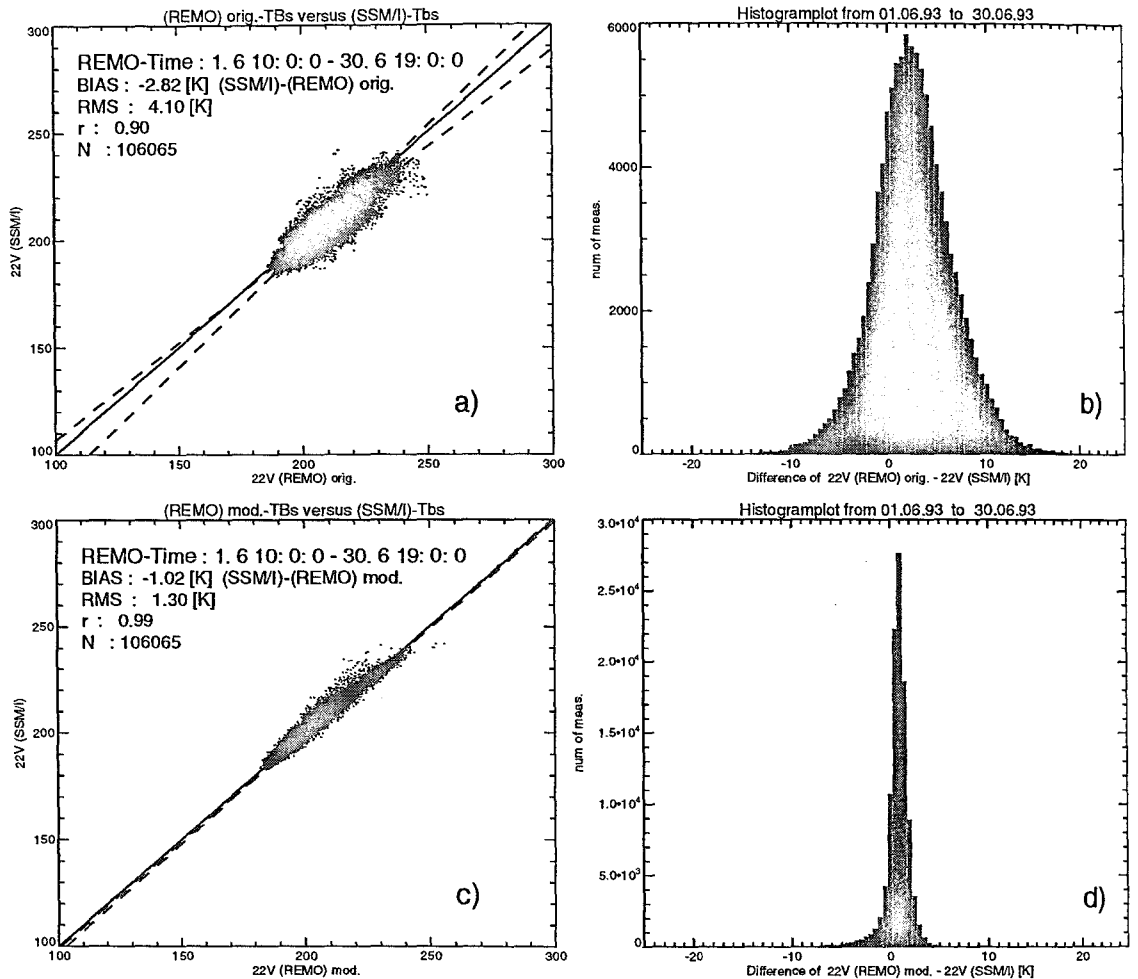


Abbildung A.12: Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des Kanals 22 GHz vertikal polarisiert gemessen von SSM/I gegen die simulierten Werte von REMO (a) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (b), sowie die gemessenen Helligkeitstemperaturen gegen die modifizierten Helligkeitstemperaturen von REMO nach der Iteration (c) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (d) (Juni 1993).

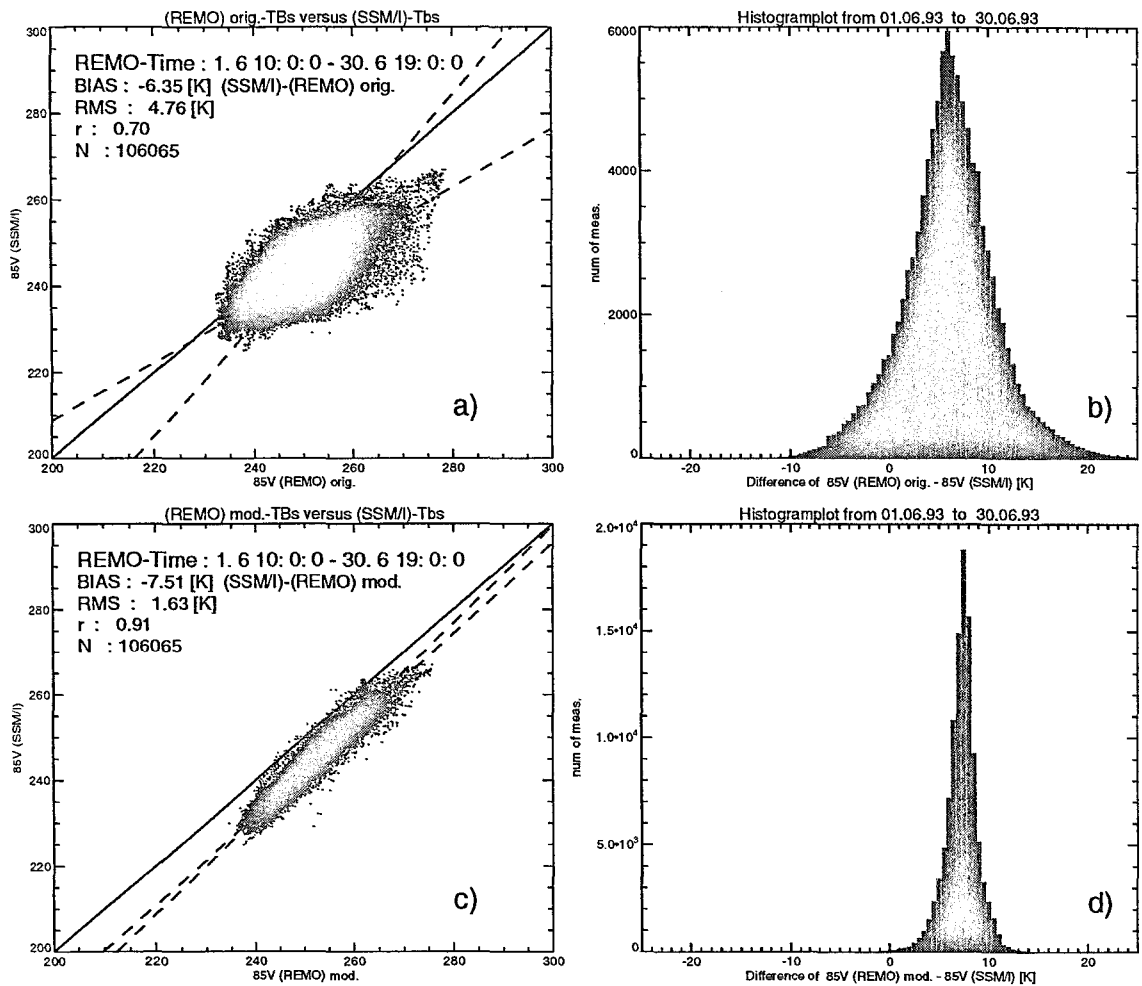


Abbildung A.13: Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des Kanals 85 GHz vertikal polarisiert gemessen von SSM/I gegen die simulierten Werte von REMO (a) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (b), sowie die gemessenen Helligkeitstemperaturen gegen die modifizierten Helligkeitstemperaturen von REMO nach der Iteration (c) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (d) (Juni 1993).

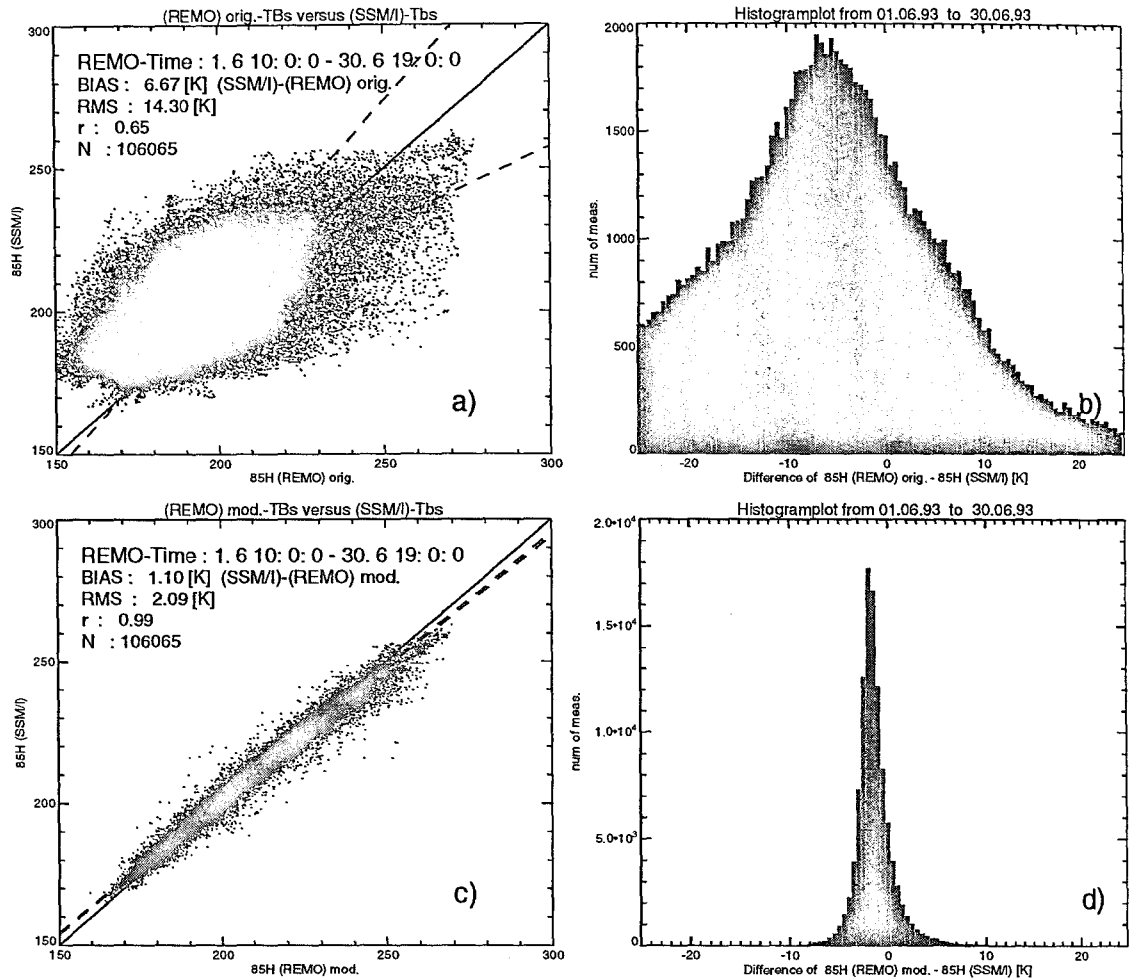


Abbildung A.14: Streudiagramme der Helligkeitstemperaturen des Kanals 85 GHz horizontal polarisiert gemessen von SSM/I gegen die simulierten Werte von REMO (a) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (b), sowie die gemessenen Helligkeitstemperaturen gegen die modifizierten Helligkeitstemperaturen von REMO nach der Iteration (c) und das dazugehörige Histogramm der Differenzen (d) (Juni 1993).

# B ANHANG SSM/I-Überflugszeiten und die dazugehörigen REMO-Vorhersagetermine

Tabelle B.1: *SSMI-F10 Überflugszeiten und die dazugehörigen REMO-Vorhersagetermine für Mai 1993.*

Tag	REMO (UTC)	SSM/I (UTC)	Tag	REMO (UTC)	SSM/I (UTC)
01.05.93	09:00	09:08:40 - 09:18:24	09.05.93	08:00	08:17:43 - 08:27:36
	19:00	18:54:30 - 19:04:35		18:00	18:04:46 - 18:09:53
02.05.93	09:00	08:37:24 - 08:47:16	10.05.93	09:00	09:26:47 - 09:35:54
	18:00	18:23:26 - 18:34:00		19:00	19:12:07 - 19:22:03
03.05.93	08:00	08:06:08 - 08:15:53	11.05.93	09:00	08:54:46 - 09:05:05
	18:00	17:53:57 - 18:03:15		19:00	18:40:25 - 18:51:03
04.05.93	09:00	09:14:27 - 09:24:12	12.05.93	08:00	08:23:30 - 08:33:23
	19:00	19:00:21 - 19:10:33		18:00	18:10:06 - 18:20:18
05.05.93	09:00	08:43:11 - 08:53:19	13.05.93	10:00	09:32:50 - 09:41:37
	18:00	18:29:02 - 18:39:09		19:00	19:18:02 - 19:27:47
06.05.93	08:00	08:11:56 - 08:21:44	14.05.93	09:00	09:00:33 - 09:10:41
	18:00	17:59:21 - 18:08:55		19:00	18:46:08 - 18:56:46
07.05.93	09:00	09:20:14 - 09:30:03	15.05.93	09:00	08:29:17 - 08:39:14
	19:00	19:06:16 - 19:16:20		18:00	18:15:31 - 18:26:01
08.05.93	09:00	08:48:59 - 08:59:14	16.05.93	10:00	09:38:29 - 09:47:32
	19:00	18:34:42 - 18:45:20		19:00	19:23:57 - 19:33:30



Tabelle B.2: *SSMI-F10 Überflugszeiten und die dazugehörigen REMO-Vorhersagetermine für Mai 1993 (Fortsetzung von Tab. B.1).*

Tag	REMO (UTC)	SSM/I (UTC)	Tag	REMO (UTC)	SSM/I (UTC)
17.05.93	09:00	09:06:20 - 09:16:17	25.05.93	08:00	08:18:07 - 08:25:08
	19:00	18:51:56 - 19:02:22		18:00	18:02:30 - 18:12:19
18.05.93	09:00	08:35:05 - 08:45:05	26.05.93	08:00	07:44:08 - 07:53:41
	18:00	18:21:03 - 18:31:41		19:00	19:09:33 - 19:19:40
19.05.93	08:00	08:03:49 - 08:13:30	27.05.93	09:00	08:52:23 - 09:02:34
	18:00	17:51:41 - 18:00:56		19:00	18:37:58 - 18:48:13
20.05.93	09:00	09:12:08 - 09:21:53	28.05.93	08:00	08:21:07 - 08:30:52
	19:00	18:57:47 - 19:08:13		18:00	18:07:54 - 18:17:58
21.05.93	09:00	08:40:52 - 08:50:45	29.05.93	09:00	09:29:29 - 09:39:11
	18:00	18:26:39 - 18:37:21		19:00	19:15:27 - 19:25:24
22.05.93	10:00	09:55:00 - 09:59:11	30.05.93	09:00	08:58:10 - 09:08:21
	18:00	17:57:06 - 18:06:35		19:00	18:43:38 - 18:54:23
23.05.93	09:00	09:17:55 - 09:27:36	31.05.93	09:00	08:26:50 - 08:36:35
	19:00	19:03:38 - 19:13:57		18:00	18:13:15 - 18:23:42
24.05.93	09:00	08:46:39 - 08:56:43			
	19:00	18:32:15 - 18:43:00			

Tabelle B.3: *SSMI-F10 Überflugszeiten und die dazugehörigen REMO-Vorhersagetermine für Juni 1993.*

Tag	REMO (UTC)	SSM/I (UTC)	Tag	REMO (UTC)	SSM/I (UTC)
01.06.93	10:00	09:35:58 - 09:45:02	11.06.93	09:00	09:21:07 - 09:30:41
	19:00	19:21:18 - 19:31:00		19:00	19:06:54 - 19:17:02
02.06.93	09:00	09:03:53 - 09:13:53	12.06.93	09:00	08:49:48 - 08:59:40
	19:00	18:49:25 - 18:59:59		19:00	18:35:27 - 18:46:05
03.06.93	09:00	08:32:38 - 08:42:26	13.06.93	08:00	08:18:28 - 08:28:02
	18:00	18:18:43 - 18:29:14		20:00	19:44:46 - 19:54:01
04.06.93	10:00	09:41:53 - 09:50:49	14.06.93	10:00	09:26:51 - 09:36:24
	19:00	19:27:13 - 19:36:43		19:00	19:12:45 - 19:22:45
05.06.93	09:00	09:09:41 - 09:19:25	15.06.93	09:00	08:55:27 - 09:05:24
	19:00	18:55:12 - 19:05:42		19:00	18:41:06 - 18:51:44
06.06.93	09:00	08:38:21 - 08:48:10	16.06.93	08:00	08:24:08 - 08:33:45
	18:00	18:24:15 - 18:34:50		18:00	18:10:54 - 18:20:59
07.06.93	10:00	09:47:56 - 09:56:36	17.06.93	...	no data
	20:00	19:33:04 - 19:42:26		18:00	17:41:37 - 18:20:59
08.06.93	09:00	09:15:24 - 09:25:01	18.06.93	09:00	09:01:11 - 09:11:07
	19:00	19:00:59 - 19:11:22		19:00	18:46:46 - 18:57:24
09.06.93	09:00	08:44:04 - 08:53:57	19.06.93	09:00	08:29:51 - 08:39:25
	19:00	18:29:51 - 18:40:14		18:00	18:16:20 - 18:26:35
10.06.93	08:00	08:12:45 - 08:22:18	20.06.93	...	no data
	20:00	19:38:55 - 19:48:13		...	no data

Tabelle B.4: *SSMI-F10 Überflugszeiten und die dazugehörigen REMO-Vorhersagetermine für Juni 1993 (Fortsetzung von Tab. B.3).*

Tag	REMO (UTC)	SSM/I (UTC)	Tag	REMO (UTC)	SSM/I (UTC)
21.06.93	09:00	09:06:50 - 09:16:39	26.06.93	10:00	09:50:41 - 09:59:06
	19:00	18:52:33 - 19:03:00		20:00	19:36:09 - 19:45:23
22.06.93	09:00	08:35:31 - 08:45:08	27.06.93	09:00	09:18:09 - 09:27:39
	18:00	18:21:48 - 18:32:11		19:00	19:04:04 - 19:14:15
23.06.93	10:00	09:45:01 - 09:53:30	28.06.93	09:00	08:46:50 - 08:56:31
	20:00	19:30:18 - 19:39:44		19:00	18:32:48 - 18:43:22
24.06.93	09:00	09:12:30 - 09:22:07	29.06.93	08:00	08:15:30 - 08:24:52
	19:00	18:58:16 - 19:08:39		20:00	19:41:56 - 19:51:03
25.06.93	09:00	08:41:10 - 08:50:48	30.06.93	09:00	09:23:49 - 09:33:11
	19:00	18:27:16 - 18:37:46		19:00	19:09:54 - 19:19:36

## C ANHANG Test des Iterationsverfahrens bei LWP-Einteilung

Das Iterationsverfahren wird getestet, indem vorgegebene Werte (Originalwerte) des Feuchteprofils, des Bodenwindes und des Wolkenflüssigwassers mit einem Zufallswert variiert werden und dann das Iterationsverfahren darauf angewendet wird. Die Daten sind in LWP-Intervalle von  $0.05 \text{ kg/m}^2$  eingeteilt.

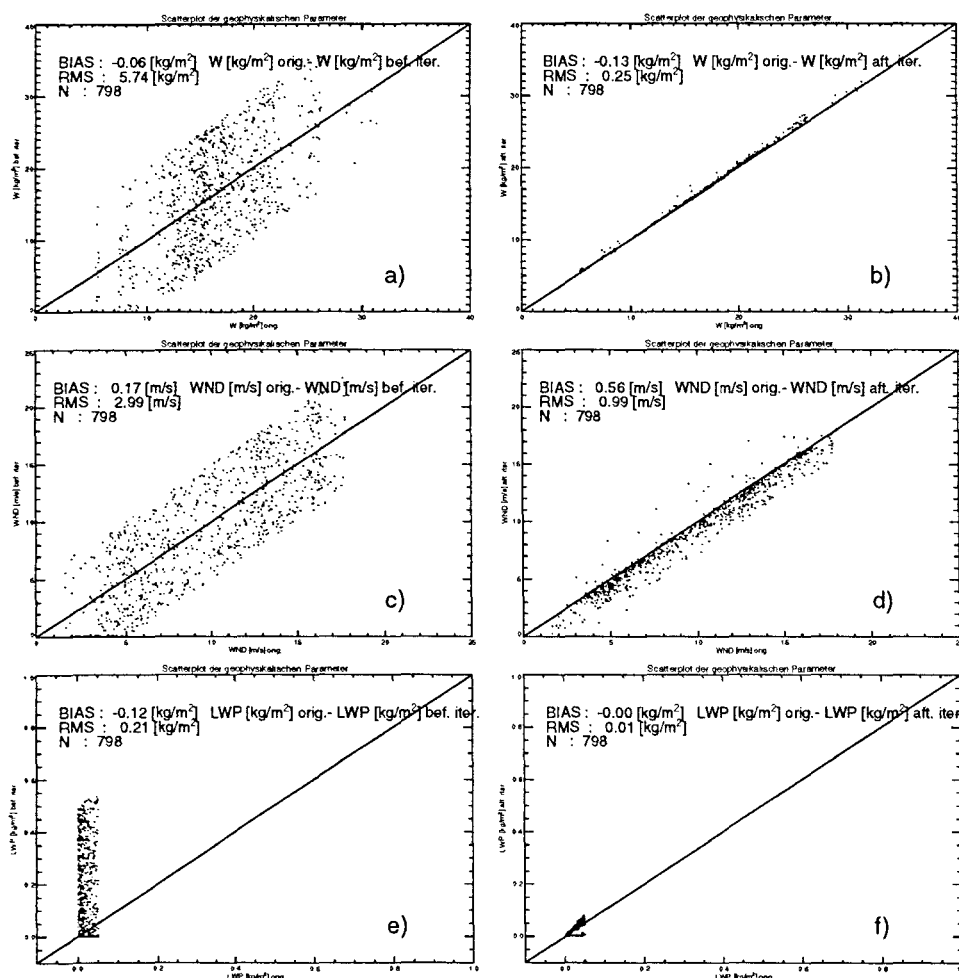


Abbildung C.1: Streudiagramme der Parameter  $W$ ,  $WND$  und  $LWP$ . Originalwerte (Abzisse), mit Zufallszahlen variierte Werte (Ordinate) vor der Iteration (a, c, e) und das Ergebnis der Iteration (b, d, f). Originalwerte für  $LWP$  zwischen  $0.0$  und  $0.05 \text{ kg/m}^2$

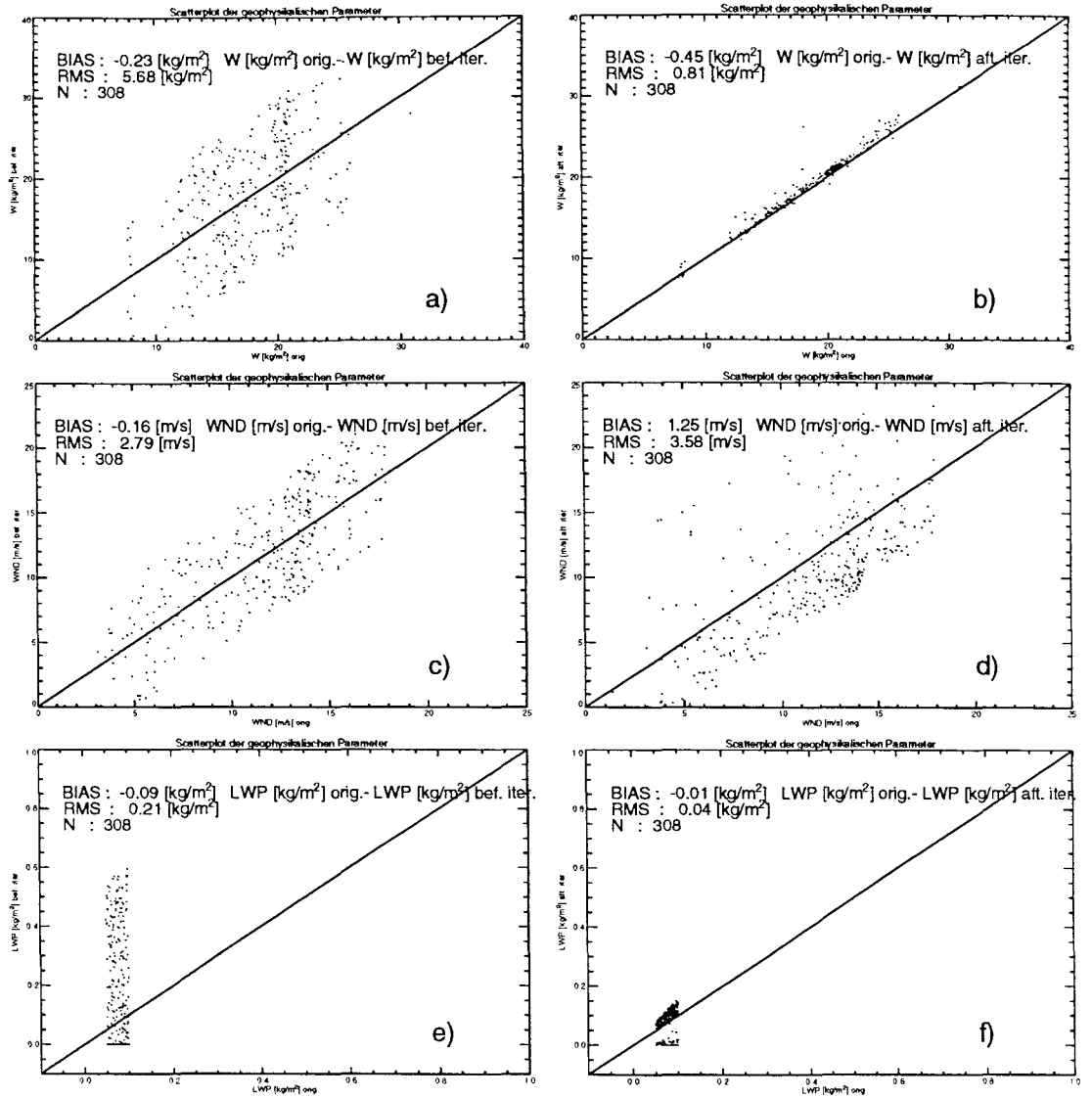


Abbildung C.2: Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von 0.05-0.10 kg/m<sup>2</sup>.

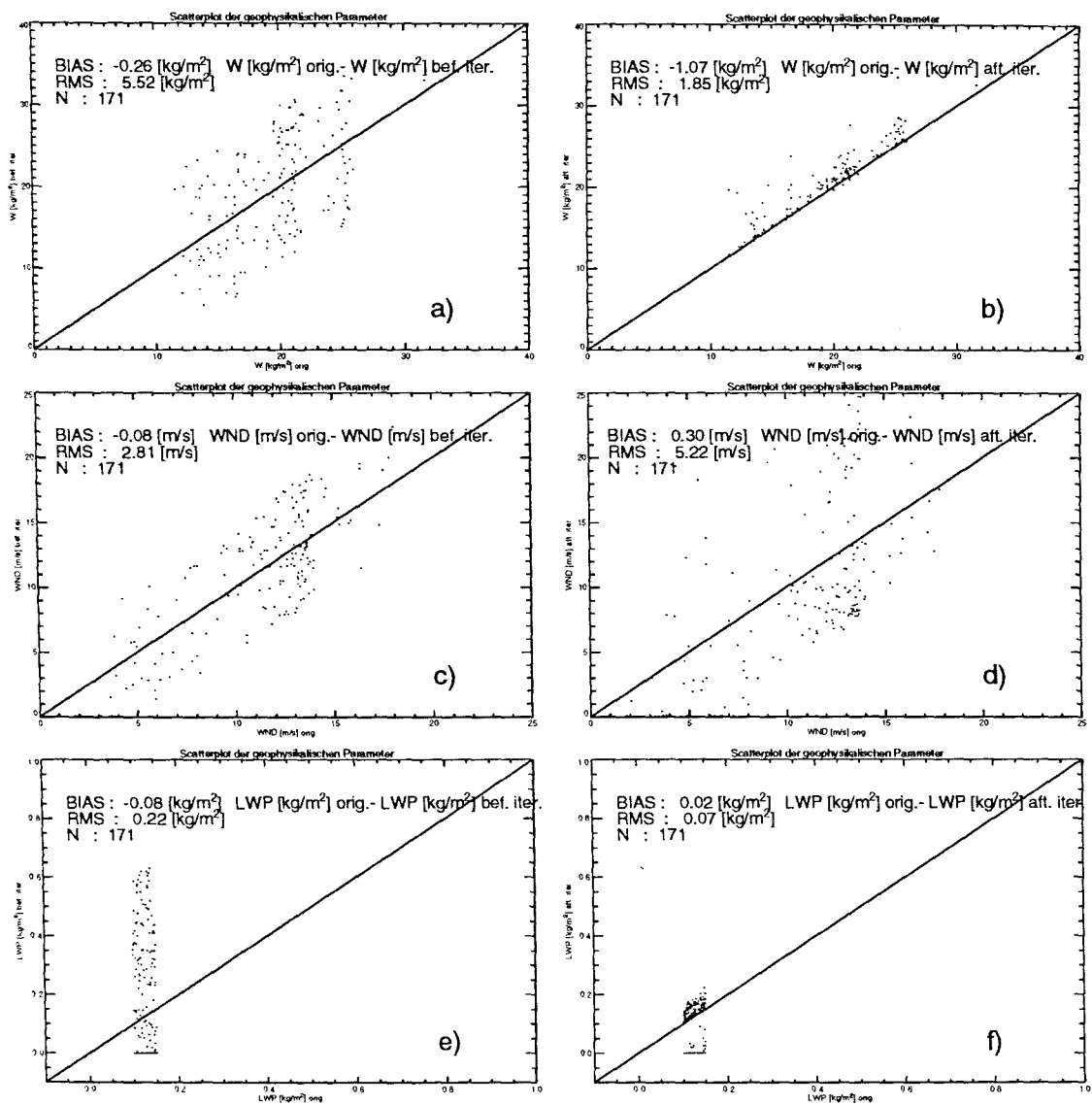


Abbildung C.3: Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von 0.10-0.15 kg/m<sup>2</sup>.



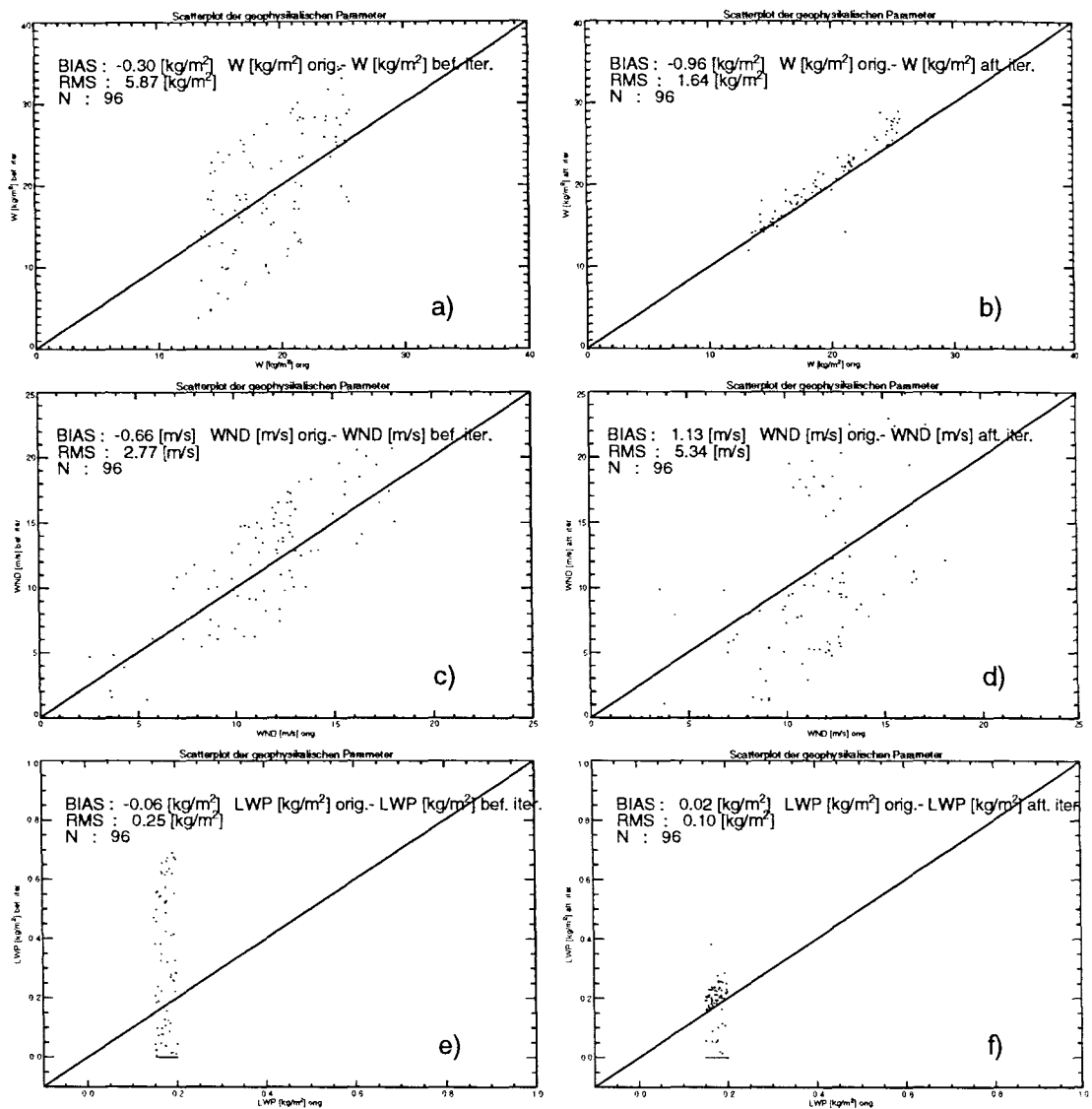


Abbildung C.4: Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von 0.15-0.20 kg/m<sup>2</sup>.

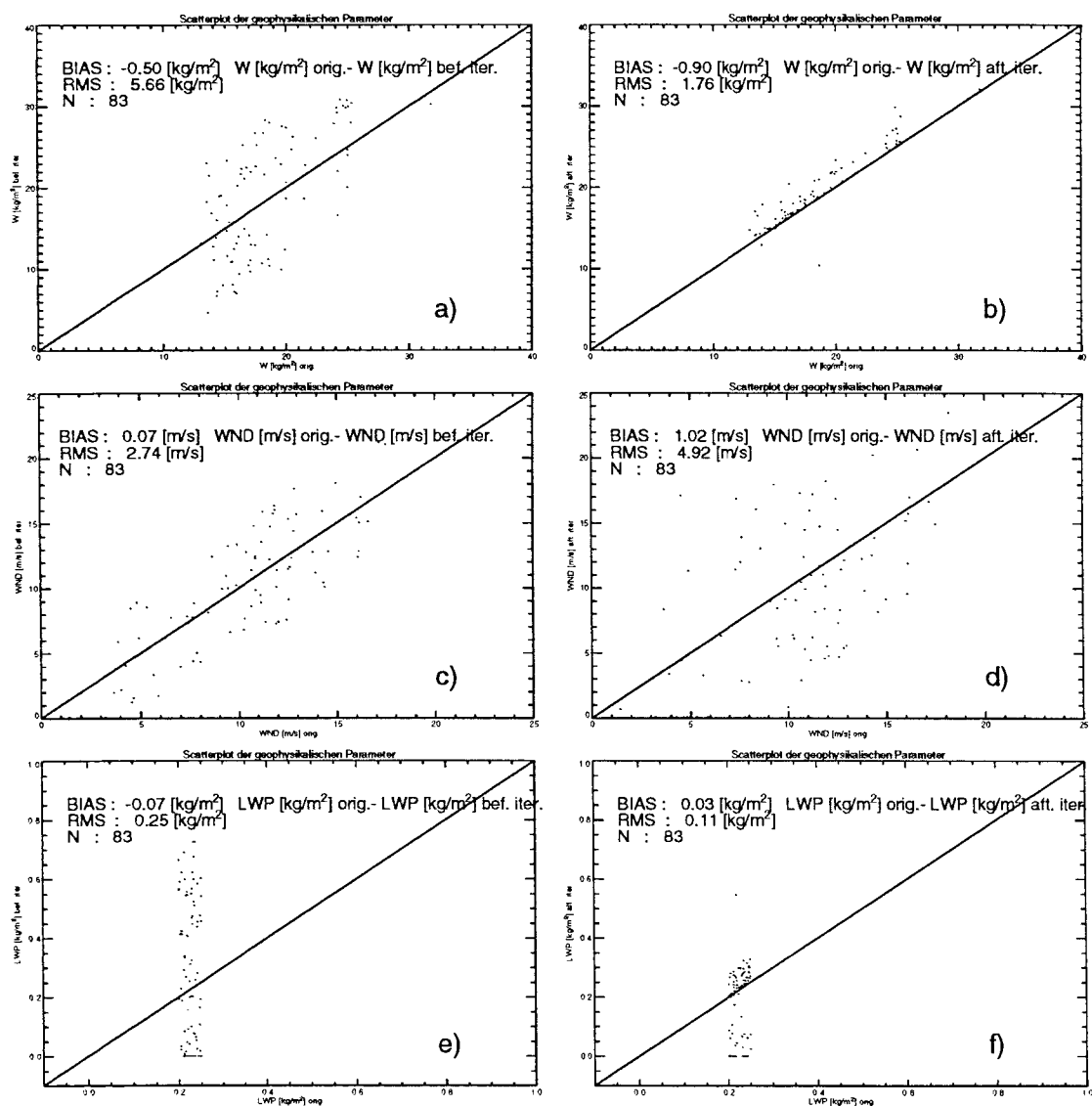


Abbildung C.5: Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von 0.20-0.25 kg/m<sup>2</sup>.

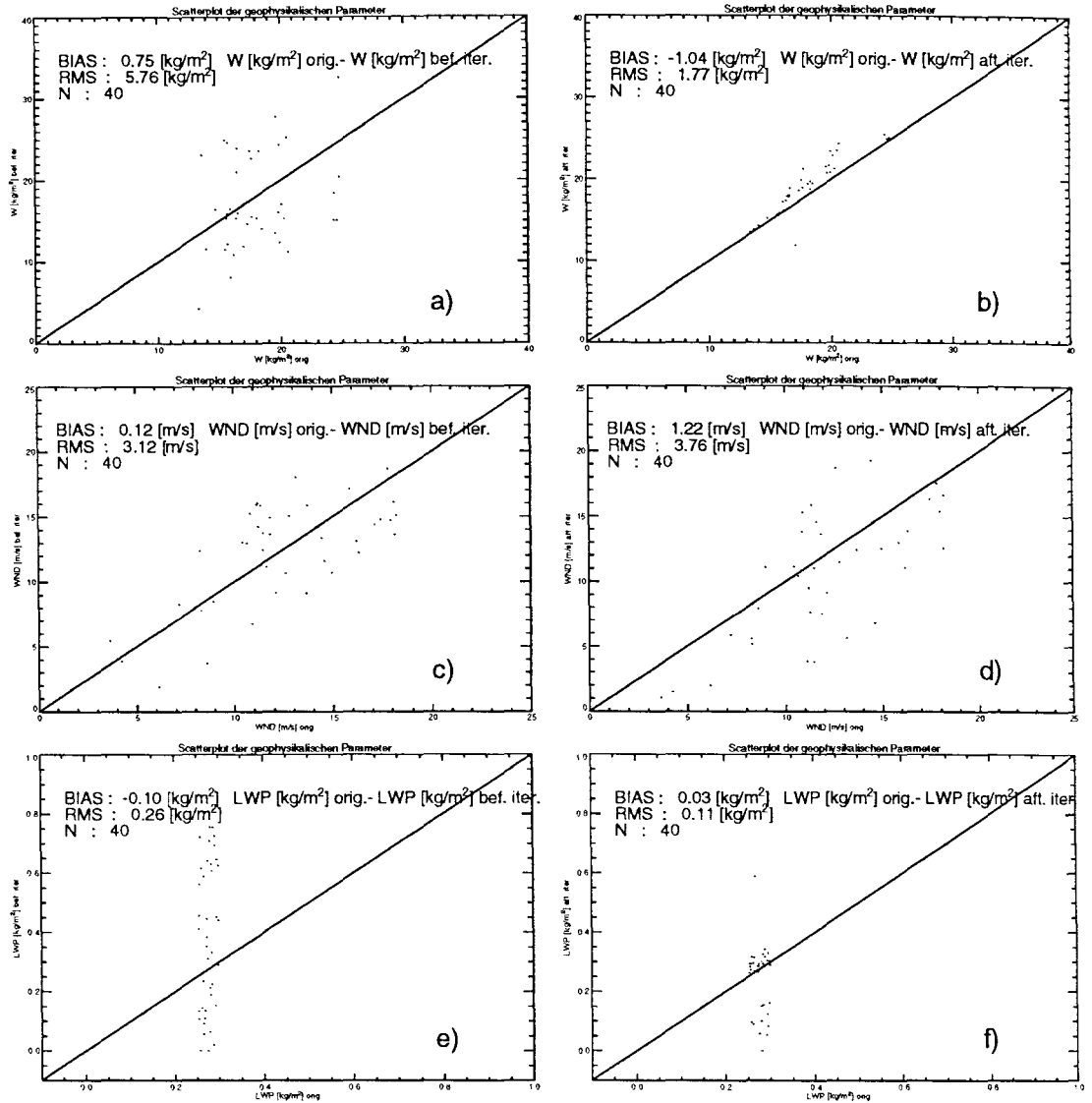


Abbildung C.6: Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von 0.25-0.30 kg/m<sup>2</sup>.

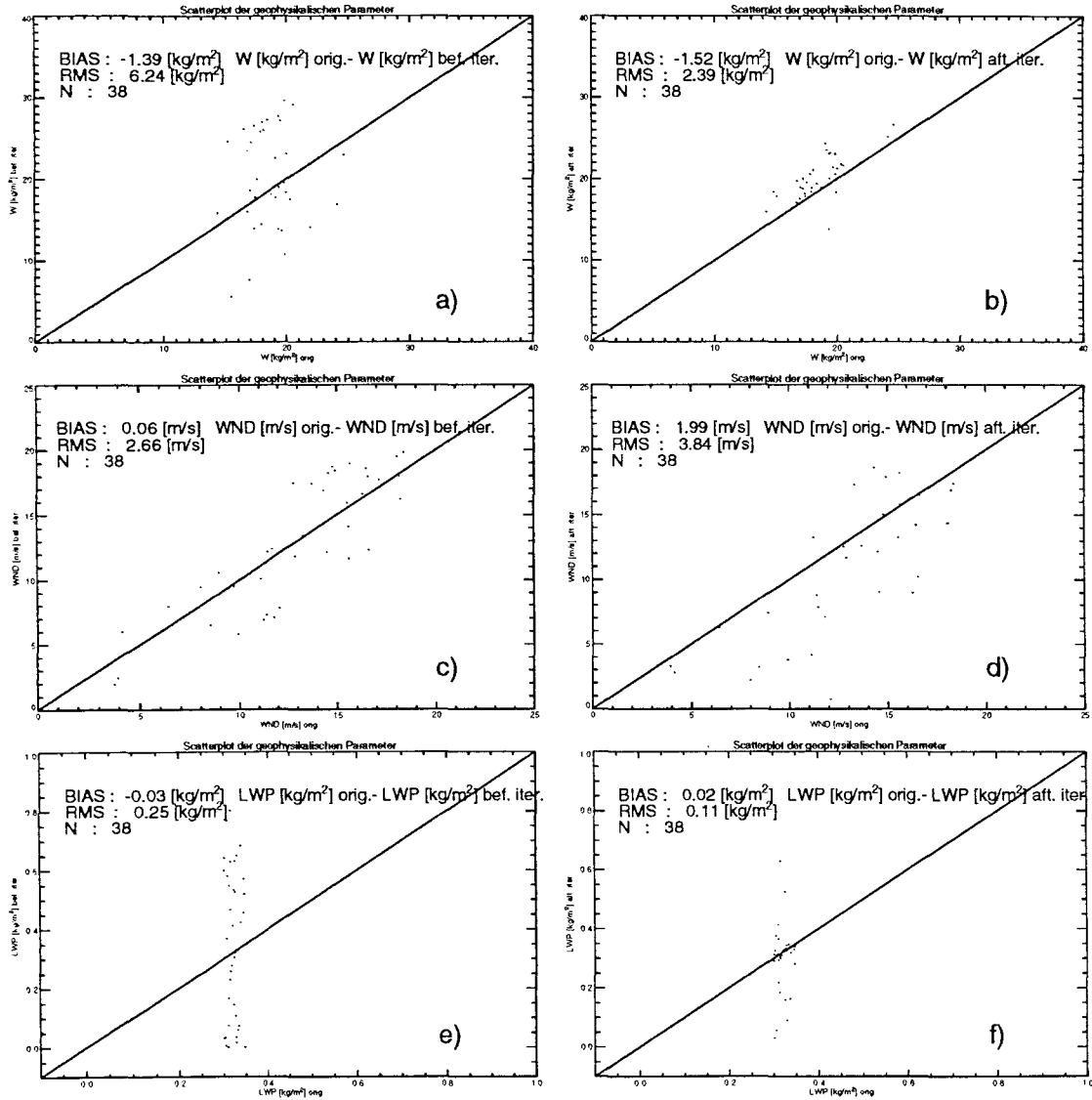


Abbildung C.7: Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von 0.30-0.35 kg/m<sup>2</sup>.

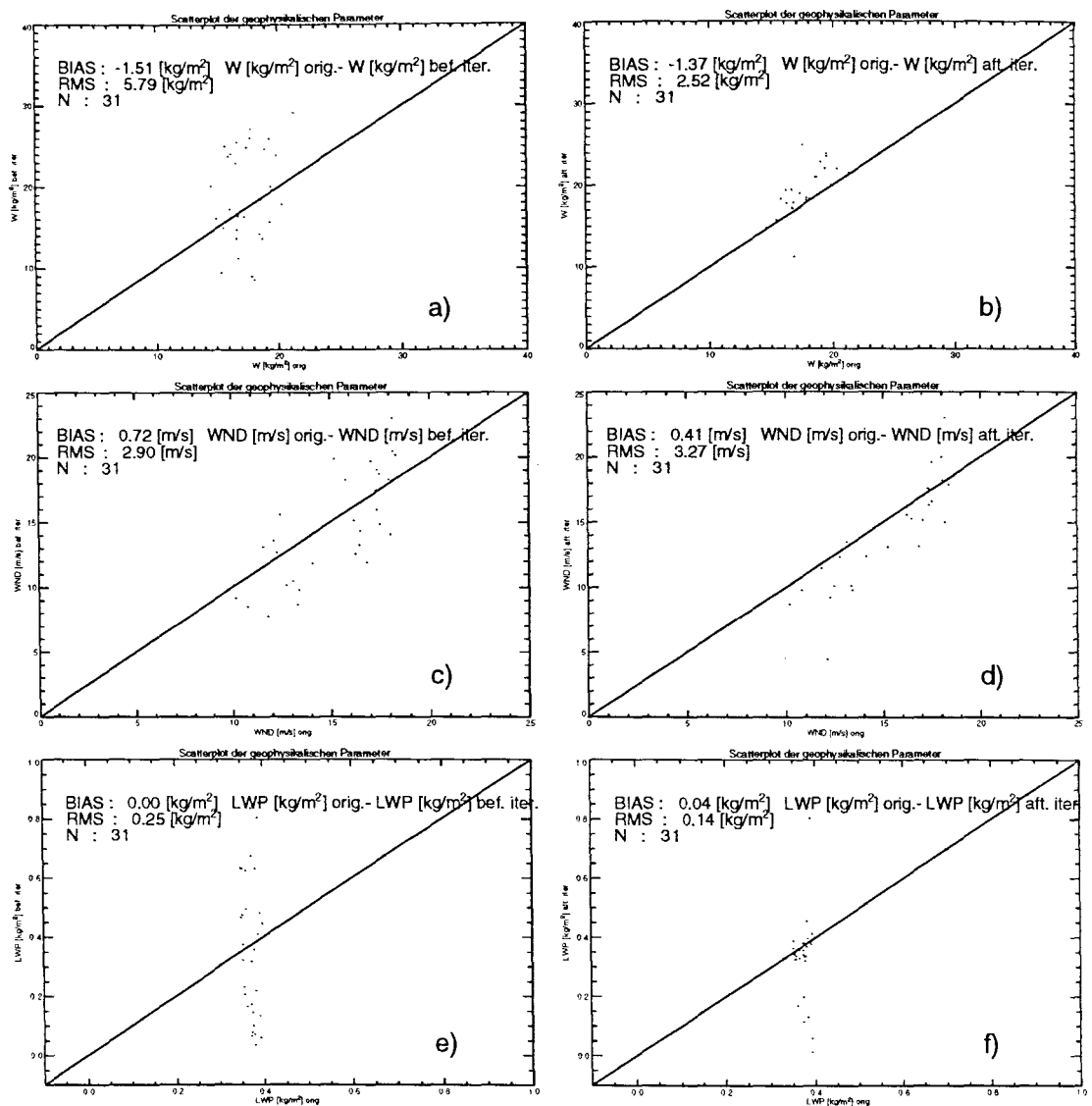


Abbildung C.8: Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von 0.35-0.40 kg/m<sup>2</sup>.

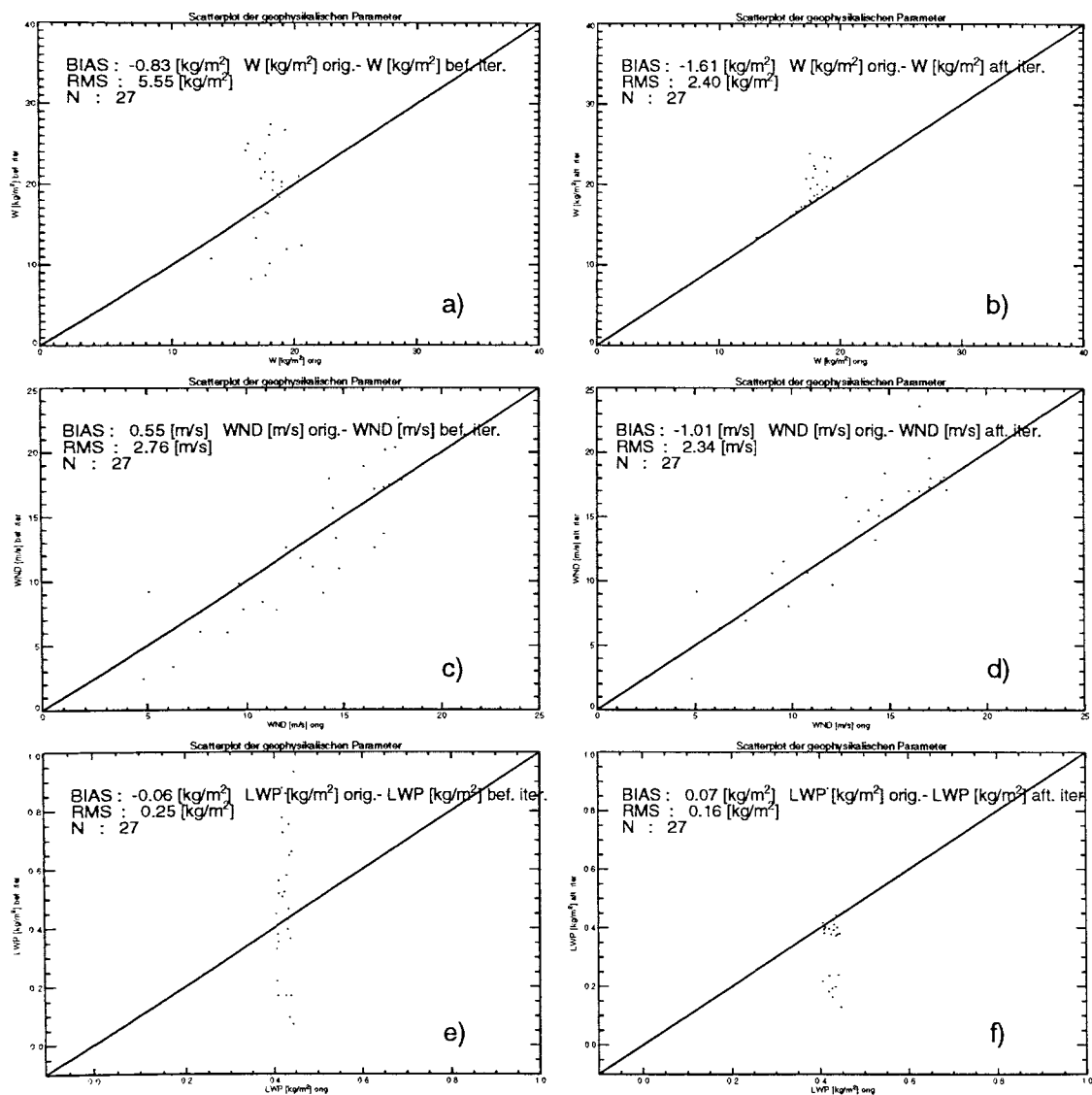


Abbildung C.9: Wie Abb. C.1, jedoch bei einem LWP-Intervall von 0.40-0.45 kg/m<sup>2</sup>.



## Danksagung

Für die Anregung und Betreuung dieser Arbeit möchte ich mich bei meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. Eberhard Ruprecht bedanken. Herrn Prof. Dr. Clemens Simmer, Herrn Dr. Holger Gäng, Herrn Dr. Quanhua Liu, Herrn Dr. Karl Bumke sowie Frau Renate Hagedorn danke ich für viele anregende Diskussionen und Informationen. Desweiteren möchte ich mich bei allen Abteilungsmitgliedern für die zahlreichen konstruktiven Diskussionen im Rahmen der Seminarvorträge bedanken.

An dieser Stelle möchte ich mich auch beim Bundesministerium für Forschung und Technologie bedanken, die durch die Bereitstellung finanzieller Mittel im Rahmen des Verbundvorhabens 'Wasserkreislauf' (Fö. Kennz. 07 VWK 016) den erfolgreichen Abschluss dieser Arbeit erst ermöglicht haben.

Mein besonderer Dank gilt meinen Eltern für die von ihnen entgegengebrachte Unterstützung während der Anfertigung dieser Arbeit.